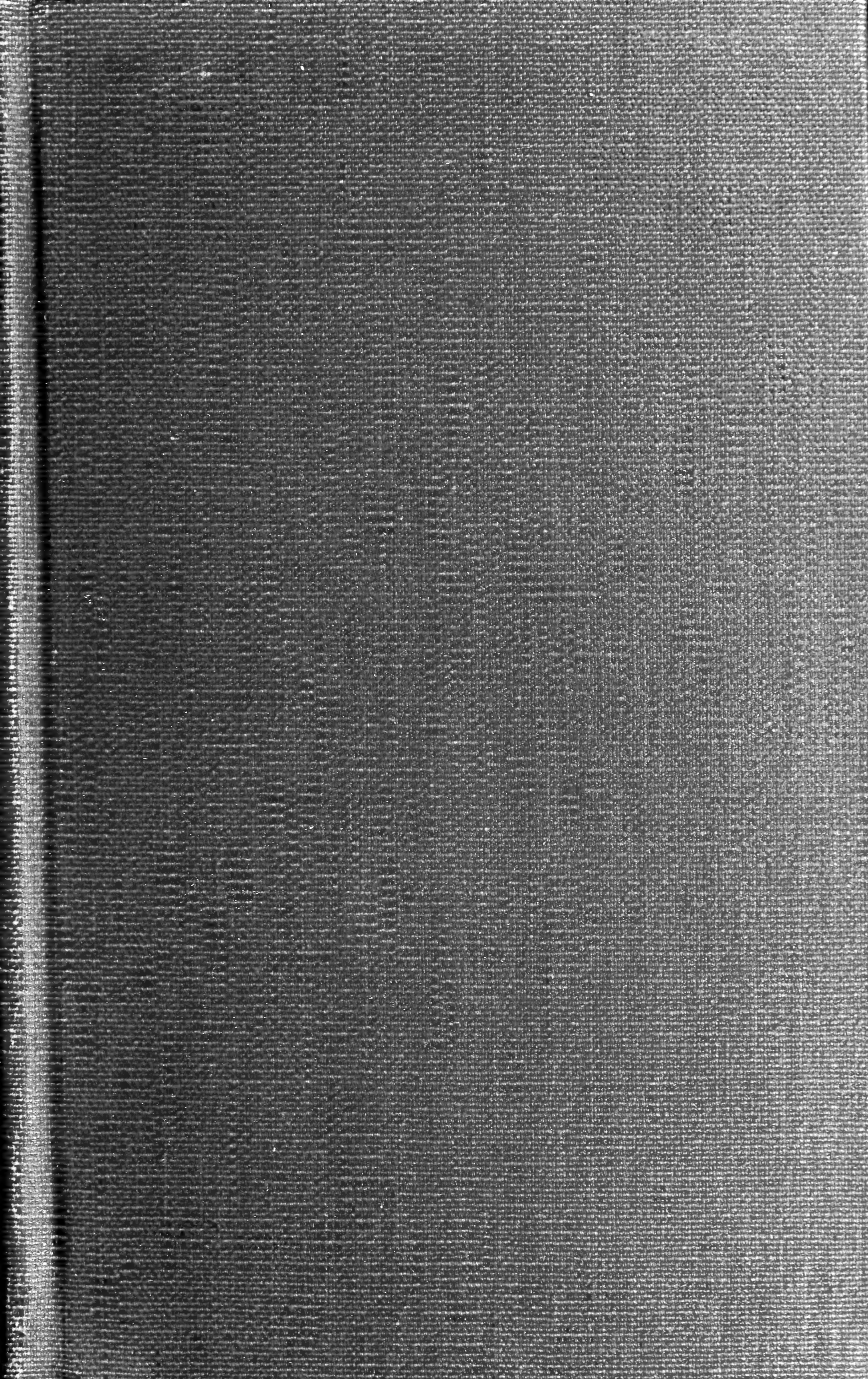








Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

L. Band.

1898.

Mit dreiundzwanzig Tafeln.

Berlin 1898.

Bei Wilhelm Hertz (Bessersche Buchhandlung).

Link-Strasse No. 33/34.

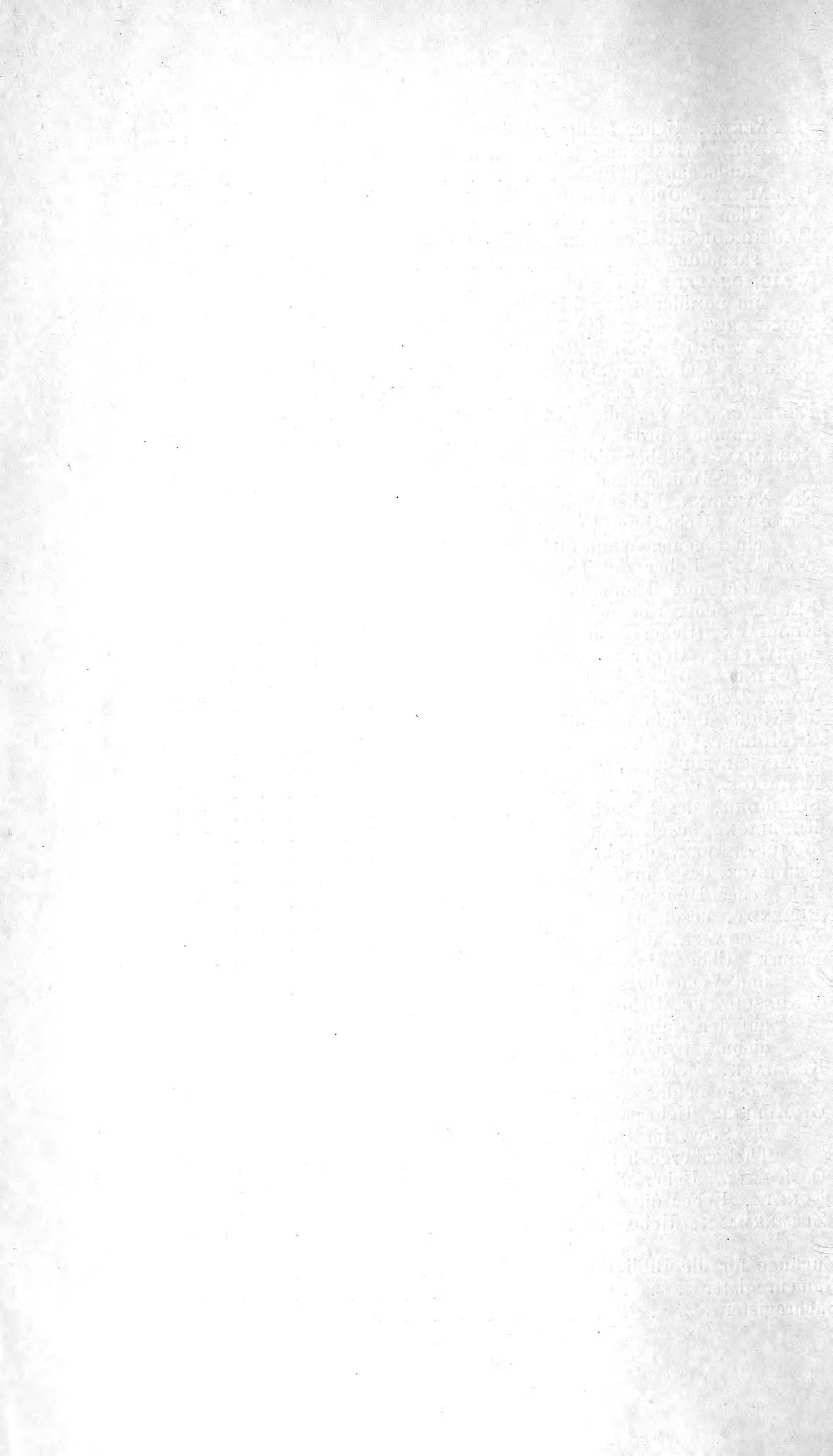
QE1
D4



2. Mch. '06 HP
550.643
D486
bd.50
1898
Geology.

Inhalt.

A. Aufsätze.



Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

396043

L. Band.

I. Heft.

Januar, Februar und März 1898.

(Hierzu Tafel I—VII.)

Berlin, 1898.

Bei Wilhelm Hertz (Bessersche Buchhandlung).

W. Linkstrasse 33/34.

Die Herren Mitglieder werden gebeten, bei Zusendungen an die Deutsche geologische Gesellschaft folgende Adressen benutzen zu wollen:

1. für Manuscripte zum Abdruck in der Zeitschrift und darauf bezügliche Correspondenz:
   Herrn **Dr. Johannes Böhm, Berlin N. Invalidenstrasse 43, königl. Museum für Naturkunde;**
2. für sämmtliche die Bibliothek betreffenden Angelegenheiten, namentlich auch Einsendungen an dieselbe:
   Herrn **Landesgeologen, Professor Dr. Th. Ebert, Berlin N., Invalidenstrasse 44, königl. geologische Landesanstalt;**
3. für die übrige geschäftliche Correspondenz (Reclamationen nicht eingegangener Hefte etc. etc.), sowie für Anmeldung neuer Mitglieder, Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen:
   Herrn **Professor Dr. R. Scheibe, Berlin N., Invalidenstr. 44, königl. geologische Landesanstalt.**

Der Vorstand.

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

1. Heft (Januar, Februar, März) 1898.

A. Aufsätze.

---

1. Der Lenneschiefer.

Von Herrn Franz Winterfeld in Mülheim a. Rhein.

I.

Ueberblickt man auf der v. Dechen'schen Uebersichtskarte der Rheinprovinz und Westfalen[1]) den von diesem Autor zuerst mit Lenneschiefer[2]) bezeichneten Schichtencomplex, so findet man, dass dieses grosse Areal (in der Breite von Elberfeld bis Siegburg ca. 50 km, in der inmitten gemessenen Länge von Solingen bis Winterberg 115 km), welches die Form eines langgestreckten Vierecks oder genauer eines abgerollten Mantels vom abgestumpften Kegel mit einer grösseren Ausbuchtung in der Mitte der Südseite bei Olpe besitzt, im Osten besonders von der Lenne und Vollme in vielfachen Windungen durchquert, im Westen von der unteren Sieg, der Broel, Agger, Sülze, Dhünn und Wupper und zwar mit Ausnahme des letzteren Flusses zumeist in der regelmässigen Richtung des Streichens durchflossen wird, und dass sich diese bedeutende Devonpartie im Norden von Graefrath über Elberfeld, Hagen, Iserlohn, weit östlich über Brilon hinaus erstreckt und hier in derselben Breite (ca. 50 km) südlich hinabreicht. Dieser Landstrich begreift also das Ober- und Niederbergische sowie den grössten Theil des Sauerlandes.

Dem heutigen Standpunkte der Kenntnisse entsprechend, ist die südliche Grenze ebenso wenig auf der Uebersichtskarte wie auf den Specialkarten desselben Forschers hinreichend genau ge-

---

[1]) Zweite Ausgabe 1883.

[2]) Orographisch-geognostische Uebersicht des Regierungsbezirkes Düsseldorf, Iserlohn 1864, p. 79. — Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalen, II, p. 149 ff.

zeichnet. Vor Allem erscheint aber auf den letzteren das gesammte Lenneschiefergebiet in sich selbst noch ganz ungegliedert, einfarbig grün. Die Uebersichtskarte von Lepsius[1]) geht über diesen Standpunkt nicht hinaus. Auch die in diesem Jahre der Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel und des niederrheinischen Braunkohlenbeckens zwecks Darstellung der Erzlagerstätten von Geh. Bergrath Heusler beigegebene Specialkarte, welcher die v. Dechen'sche (Sect. Köln 1 : 80000) zu Grunde liegt, zeigt keine Gliederung des Lenneschiefers.

Die geologische Uebersichtskarte der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe im Oberbergamtsbezirk Bonn, sowie des Fürstenthums Waldeck (1889), welche Eugen Schulz angefertigt, giebt schon ein eingehenderes Bild, wiewohl sie nur im Maassstabe von 1 : 500000 ausgeführt ist. Hier finden wir bereits eine Scheidung in *Orthoceras-* und eigentlichen Lenneschiefer, *Actinocystis-*, Spongophyllen- und Massenkalk[2]).

Ein noch kleinerer District, die Mulde von Elberfeld-Barmen, ist von E. Waldschmidt[3]) beschrieben und mit einer Uebersichtskarte versehen. Der Nachweis, dass der dort auftretende Grauwacken-Thonschiefer ziemlich gleichalterig ist mit den Torringer Schichten G. Meyer's, muss ebenfalls als ein Fortschritt in der Beurtheilung dieser Devon-Abtheilung verzeichnet werden; unsicher blieb aber noch die Altersbestimmung des unterlagernden Grauwacken-Sandsteins, welcher ebenso gut, wie er durch Ueberschiebung unmittelbar an das Ober-Devon im Norden (am Nützenberge) anstösst, auch durch den von SO.-NW. wirkenden Druck über ältere Thonschiefer-Schichten geschoben sein kann, so dass ein Hiatus zwischen dem jüngeren Thonschiefer und diesem Sandstein anzunehmen wäre. Der petrographisch erscheinende Uebergang zwischen beiden wurde von mir auch andernorts vielfach beobachtet, erwies sich aber angesichts der paläontologischen Befunde als irrig.

Was die Kalkschichten betrifft, so steht zu erwarten, dass auch die älteren der Strigocephalen-Stufe in dieser Mulde bezw. in ihrer östlichen Fortsetzung besonders da aufgefunden werden, wo sie eine bedeutende Verbreiterung (nahe $1/4$ Meile) mit tiefer-

---

[1]) Geologische Karte des Deutschen Reiches in 1:500000, Blatt 17: Köln, 1897.

[2]) Vergl. die Erläuterungen in den Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf., Jahrg. XLIV, p. 18.

[3]) Die mitteldevonischen Schichten des Wupperthales bei Elberfeld und Barmen 1888. Beilage zum Bericht über die Ober-Realschule zu Elberfeld, Schulj. 1887/88 und Jahr.-Ber. naturwiss. Vereins Elberfeld, Heft 8, 1896.

greifender Faltung zeigt. Denn weiter östlich heben sich deutlich zwei verschiedene Kalkzüge ab, von denen wohl der eine *Amphipora ramosa* PHILL. führt (z. B. zwischen Genna und Helmke bei Letmathe), der andere durch seine Einschlüsse — wenigstens nach meinen vorläufigen Untersuchungen — älter erscheint. Schon v. DECHEN [1]) führt mehrere Leitfossile der unteren Strigocephalen-Kalke aus dem Elberfelder Kalke auf, sogar aus der *Calceola*-Stufe, wie *Spirifer speciosus, ostiolatus, Leptaena depressa, Phacops latifrons* und *Bronteus flabellifer*.

Bereits in einer früheren Abhandlung [2]) musste ich gegen die von E. SCHULZ und nach dem Vorgange dieses Autors auch von WALDSCHMIDT und HOLZAPFEL vertretene Ansicht Widerspruch erheben, dass die Hauptmasse des Lenneschiefers dem mittleren Mittel-Devon angehöre. Bei dem Bestreben, diesen Widerstreit zu heben, machte sich das Bedürfniss fühlbar, gründlichere, vor Allem zusammenhängende Untersuchungen des geologisch wenig durchforschten Bergischen thunlichst durchzuführen.

In der vorliegenden Arbeit habe ich mir nun die Aufgabe gestellt, das der Gladbacher Mulde zunächst gelegene Revier, welches die Messtischblätter der Kgl. Preuss. Landes-Aufnahme 1893 (herausgegeben zumeist erst 1896) von Mülheim a. Rhein, Burscheid, Kürten, Lindlar, Gummersbach und Overath (zum Theil Engelskirchen, Wiehl und Ruppichteroth) umfassen, an der Hand meiner neuerdings in diese durchgeführten Eintragungen zu behandeln. Da die Erforschung der vom Lenneschiefer eingeschlossenen Mulden nicht minder zur Aufklärung über das Alter dieses Gebirges dient, als die der einzelnen Stufen desselben selbst, so sollen auch diese jüngeren Ablagerungen hierbei gebührende Berücksichtigung finden.

Will man der stratigraphischen Verhältnisse leichter Herr werden, so empfiehlt es sich von der Gummersbacher Mulde auszugehen, weil sie, weniger zusammengeengt, besonders die älteren Ablagerungen in grösserer Vollständigkeit aufweist. Der nördliche Flügel streicht über Kerrberg, Sandberg, zwischen Unnenberg und Lantenbach nach Bredenbruch zu regelmässig von SW. nach NO. und fällt nach SO. ein. Die Schichten bestehen aus jenem feinkörnigen Grauwacken-Sandsteine, welcher von mir früher bereits erwähnt wurde [3]). Er zeichnet sich durch die in

[1]) Orographisch-geognostische Uebersicht des Regierungsbezirks Düsseldorf, 1864, p. 108.

[2]) Ueber eine *Caïqua*-Schicht und über das Hangende und Liegende des Paffrather Strigocephalen-Kalkes. Diese Zeitschr., XLVII, 1895, p. 653.

[3]) l. c., p. 650 oben.

die Augen springenden Kennzeichen, Rasen von Crinoidenstielgliedern, aus, welche zwar eine nähere Bestimmung (cf. unten) nicht zulassen, jedoch durch ihr massenhaftes und regelmässiges Erscheinen, in Abständen von 1—3 m Tiefe in sich vielfach wiederholender Folge, einen guten Anhalt bieten, wenigstens in unserem Reviere. Schon in den 1823 erschienenen „Geognostische Bemerkungen über den nördlichen Abfall des Niederrheinisch-Westfälischen Gebirges“ [1]) hebt v. Dechen diese zahlreich erscheinenden Abdrücke des *Encrinites Epithonius* (v. Schlotheim, Petrefactenkunde, p. 337) als Vorkommniss hiesiger Gegend hervor. „Sie erscheinen nach dem Querschnitte der Glieder des Stiels, am meisten parallel der schieferigen Textur des Gesteins, worin sie liegen“, auch „oval“ (zerdrückt); „in der Mitte erhebt sich aus einer kleinen Vertiefung ein gekrönter Stift; vom äusseren Rande der Vertiefung laufen feine Streifen, gegen den Rand des ganzen Abdrucks zu sich vertiefend, aus“.

Dieses in starken Bänken anstehende Gestein eignet sich wegen seiner Festigkeit, welche sich gewöhnlich bei (mehr) horizontaler Lagerung bedeutender zeigt, als wenn es bei steil einfallenden Schichten durch das Eindringen von Luft und Wasser mehr der Verwitterung anheimfallen konnte, zu Bausteinen, zur Herstellung von Pflaster-, aber auch zu Rinnensteinen, bei Lindlar sogar zu Denkmälern (hellgraue Abänderung) sehr gut und ist durch zahlreiche und bedeutende Steinbrüche aufgeschlossen. Manche Gegenden des Bergischen verdanken gerade dem Auftreten dieser Schichten eine gewisse industrielle Bedeutung. Unser Sandstein mag der kürzeren Bezeichnung wegen Lindlarer Gestein heissen nach einer typischen Entwickelung in dortiger Gegend, zumal bereits F. Römer [2]) dieses Vorkommen bei Lindlar einer besonderen Erwähnung würdigt. Nach Kinne [3]) sollen bei Lindlar bereits seit Anfang des 17. Jahrhunderts Hausteine und Platten gewonnen worden sein.

Ein bestimmter Horizont dieser mächtigen Schichten, bei Gummersbach beispielsweise am Kerrberge [4]) und Sonnenberge, ist durchsetzt mit unzähligen Abdrücken von *Rensselaeria (?) caïqua* d'Arch.-Vern.

Die Feststellung von Unterscheidungsmerkmalen zwischen dem in grosser Häufigkeit auch im Gladbacher Kalk sowie in der Eifel

[1]) Noeggerath's Gebirge in Rheinland und Westfalen, II, p. 14.
[2]) Das Rheinische Uebergangsgebirge, 1844, p. 44.
[3]) Beschreibung des Bergreviers Ründeroth, 1884, p. 6.
[4]) In einem Steinbruche unterhalb des Krieger-Denkmales finden sich zahlreiche Abdrücke haselnuss-grosser Spiriferen und zwar in einem zur Bestimmung ungeeigneten Erhaltungszustande.

auftretenden ebenso benannten Petrefact und den Abdrücken, welche übrigens beim Durchschlagen kalkiger Bänke dann und wann als gut erhaltene Exemplare mit Schale herausspringen, ist bis jetzt dem Verfasser noch nicht gelungen. Wenn überhaupt, so dürften auch wohl nur minutiöse Unterschiede eruirt werden können. F. RÖMER[1]) will diese von E. SCHULZ zuerst im Lenneschiefer aufgefundene und benannte Schicht als solche mit *R. amygdala* bezeichnet wissen. Uebrigens kann ich einen Uebergang zu *Strigocephalus Burtini* DEFR., auf welchen RÖMER hinweist, nicht finden. aber recht wohl zu *Meganteris,* wovon ich aus dem Dolomit der Gladbacher Kalkmulde ebenfalls wohlerhaltene Steinkerne sammeln konnte.

Von ungleich grösserer Wichtigkeit ist es, dass auch in der Eifel diese Lenneschiefer-Partie mit der $^1/_2$ — 1 m mächtigen *Rensselaeria caïqua* führenden Bank vorkommt, wie von mir neuerdings festgestellt wurde, und zwar in dem von E. KAYSER[2]) den Vichter Schichten zugerechneten Complex.

Ziemlich an der Basis des Sötenicher Profiles entdeckte ich am linken Ufer der Urft hinter der Schmiede des Herrn TEISSEN diese theilweise kalkhaltige Bank, welche mit dichtgedrängten Exemplaren von *Rensselaeria caïqua* angefüllt ist. Ob SCHNUR[3]) diese Localität bereits gekannt hat, bleibt sehr zweifelhaft; immerhin finden wir bei ihm schon den allgemeinen Hinweis auf das Vorkommen des in Frage stehenden Fossiles in der Grauwacke der Eifel.

Nach E. KAYSER[4]) folgen nun über diesem Grauwacken-Sandsteine die *Cultrijugatus*-Kalke. Sicher sind bei Sötenich in normaler Lagerung darüber aufgeschlossen die *Calceola*-Mergel, wie sie auch hinter dem Dorfe (nach Keldenich zu) anstehen, und 5 m in jenem Profile an der Urft sichtbar die Crinoiden-Schichten[5]), untere Strigocephalen-Schichten (12—14 m mächtig), mittlere und obere Strigocephalen-Schichten.

In dieser Hinsicht belehrend ist auch die Begehung dieses Muldenrandes in der Richtung von Bergheim nach Eiserfey. Während am Pflug bei Mechernich noch „Unteres Unter-Devon“ nach v. DECHEN[6]) anstehen soll — es wird indess nur *Chonetes*

---

[1]) Jahr.-Ber. Schles. Gesellsch. für vaterländ. Cultur, 1884, p. 247, auch N. Jahrb. f. Min. 1886, II, p. 304.

[2]) Diese Zeitschr., 1871, p. 324.

[3]) Brachiopoden der Eifel, 1855, p. 189 u. 235.

[4]) Die devonischen Bildungen der Eifel. Diese Zeitschr., 1871, p. 324.

[5]) cf. FRECH, Cyathophylliden und Zaphrentiden. Paläontolog. Abhandl., III, 1886, p. 33.

[6]) Erläuterungen der geolog. Karte von Rheinl. u. Westf., II, p. 104.

sarcinulata SCHLOTH. angeführt —, so lässt sich bald darauf dieser fragliche feinkörnige — hier, wie häufiger in der Eifel, eisenschüssige — Sandstein mit zahlreichen Abdrücken von grösseren Crinoidenstielgliedern und vereinzelten Tentaculiten, welcher über Keldenich nach der Pulverfabrik Neuwerk streicht, und zwar am besten in der Richtung der Drahtbahn von N.-S. verfolgen. Kurz vor dem Abstiege nach Eiserfey beginnen die auffällig bunten Thonschiefer, welche mit den rechtsrheinisch ebenfalls auflagernden grosse Aehnlichkeit haben. Daran lehnt sich auf der Höhe hinter Eiserfey concordant, soweit controllirbar, zunächst ein Eisenkalk an, wie er in jenem Sötenicher Profile auftritt, der wohl der *Cultrijugatus*-Stufe zugehören mag; hierauf folgt eine Kalkschicht, welche reich an *Stromatopora concentrica* GOLDF. ist, besonders auch viele Exemplare von *Pentamerus globus* SCHNUR und *Orthothetes* (FISCHER DE WALDHEIM) *umbraculum* (SCHLOTH.) aufweist. Südlich des nach Osten von Eiserfey abgehenden Communalweges auf dem Felde tritt nahebei eine mergelige Schicht auf mit *Spirifer elegans* STEIN., *Chonetes crenulata* F. RÖM., *Productus subaculeatus* MURCH., *Spirifer curvatus* SCHLOTH., *Athyris concentrica* v. BUCH, grossen Exemplaren von *Atrypa reticularis* (typ.) L., aber auch mit *Cyathophyllum quadrigeminum* GOLDF.[1]. Hierauf erscheinen weiterhin, theilweise von tertiären Quarziten bedeckt, die mächtigen Dolomite (Brüche), in denen sich südwestlich, also in der Streichungs-Richtung, die Kakushöhle gebildet hat. Weiter südlich in den für die Mechernicher Bleiwerke ausgebeuteten Kalkbrüchen konnte ich vor Allem Exemplare von *Cyathophyllum hypocrateriforme* GOLDF. sammeln.

Es stellt sich dieser Deutung des Alters des Lindlarer Gesteins also auch hier keine Thatsache entgegen. Vor Allem belehren uns die weiter unten zu behandelnden Aufschlüsse unseres Lenneschiefer-Gebietes in gleicher Weise, dass die fraglichen Grauwacken-Schichten, welche die Hauptmasse des Lenneschiefers darstellen, die *Calceola*-Mergel und Crinoiden-Schicht, also das Untere Mittel-Devon unterlagern. Den oolithischen Rotheisenstein glaube ich nur an einer Stelle, bei Keller unweit Dürscheid, über dem Grauwacken-Sandstein gefunden zu haben; indess soll dieser Beobachtung nicht viel Werth beigemessen werden, da die oolithische Natur ebenso wenig, wie übrigens auch vielfach in der Eifel, deutlich hervortritt.

Zur Zeit der Untersuchung von Seiten E. KAYSER's[2]) müssen

[1]) Diese Koralle wird auch von E. SCHULZ aus dem Spongophyllen-Kalke des Lenneschiefers erwähnt (l. c., p. 149).

[2]) Studien aus dem Gebiete des Rheinischen Devon. Diese Zeitschr., 1871, p. 323.

die Aufschlüsse am Eulenkopf bei Eiserfey wohl besser gewesen sein, wenigstens fand ich das von ihm gegebene Profil des Kalmouther Thales nicht mehr gut sichtbar. Ich will deshalb nicht verfehlen, an dieser Stelle die von diesem, um die Kenntniss des Devon der Eifel so hochverdienten Forscher angeführte Schichtenfolge wiederzugeben:

a. Hellgrüner Grauwacken-Sandstein.

b. Zerfallende grünliche und violettrothe Grauwacke.

b¹. Braun- bis violettrothe, poröse Grauwacke mit Tentaculiten, *Chonetes sarcinulata*, *Streptorhynchus umbraculum* und *Athyris concentrica*.

1) Bunter, gelb, roth und violett gefärbter, kleinkörniger Kalkstein mit vielen Crinoidenstielgliedern, Tentaculiten und anderen kleinen, undeutlichen Versteinerungen.

2) Oolithisch-krystallinischer, eisenschüssiger Kalkstein, nach oben in kalkigen, körnigen Rotheisenstein übergehend.

3) Compacter, hellgrauer Kalkstein, in nackten ungefähr 20′ mächtigen Klippen entblösst.

4) Kalkmergel mit compacten Kalksteinbänken, ca. 10′ mächtig.

5) Violett-rothe und grünliche Schiefer mit weisslichen nuss- bis eigrossen Kalknieren, } im Liegenden wie im Hangenden durch eine ca. 8′ mächtige Kalksteinbank begrenzt.

6) Plattige Grauwacke, ca. 80′ mächtig.

7) Hellgrauer, compacter Kalkstein, ca. 10′ mächtig.

8) Graugrünliche, glimmerreiche, etwas plattig abgesonderte, ziemlich compacte Grauwacke.

9) Unreine Kalksteine und Kalkmergel.

a — b¹ sieht Kayser als Vichter Schichten,
1 — 9 als *Cultrijugatus*-Schichten an.

Spirifer cultrijugatus selbst ist in diesen versteinerungsarmen Schichten nicht gefunden, auch in den von mir durchsuchten Gebieten des Lenneschiefers habe ich bis jetzt keine Spur davon bemerkt; dagegen berichtet Andrae[1]) über Steinkerne, welche an *Sp. cultrijugatus* erinnern sollen, aus dem Lenneschiefer von Born, zwischen Lennep und Wipperfürth gelegen. Ebenso soll nach v. Dechen[2]) ausser an der Grenze, bei Olpe

---

[1]) Sitz.-Ber. d. Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf., XXX, p. 221.

[2]) Erläuterungen etc., II, p. 156.

und bei Haiger unweit Dillenburg[1]), bei Kehlingshausen unweit Wiehl und bei Hülscheid in der Nähe von Lüdenscheid an der Volme *Sp. cultrijugatus* aufgefunden sein.

Wenden wir uns nach dieser Abschweifung wieder zur Gummersbacher Mulde. Dem Lindlarer Gestein lagert zunächst ein leicht zerfallender Thonschiefer auf (Faulschiefer, Ley oder meist faule Ley hier genannt), welcher nur vereinzelte Abdrücke, so *Orthothetes umbraculum* Oehlert. *Chonetes minuta* Goldf. zeigt, darauf folgt eine an Petrefacten sehr reiche Mergelschicht, welche sich wohl kaum von dem entsprechenden Horizont der z. B. an der Kyll bei Gerolstein gut aufgeschlossenen unteren *Calceola*-Schichten weder lithologisch noch paläontologisch unterscheiden lässt. Sie ist an der Roonstrasse, am Hexenbusch, auf der Schützenwiese von Gummersbach, am Wege vor und hinter Reininghausen und weiter in nordöstlicher, mit dem Wege nach Becke übereinstimmender Richtung vielfach freigelegt, so dass man auf diesem fast dieselbe Bank längere Zeit verfolgen kann. In Becke selbst steht sie hinter dem Hause No. 11 und 12 an und lässt sich dann bis zur Schlucht von Sonnenberg[2]) leicht verfolgen. Die Streichungs-Richtung (SW.-NO.), ebenso das Einfallen (SO.) ist hier überall regelmässig.

Aus dieser Schicht konnte ich sammeln:

Phacops latifrons Bronn.
Rhynchonella primipilaris v. Buch.
— *Wahlenbergi* Goldf.
Camarophoria microrhyncha F. Röm.
Atrypa reticularis L.
Athyris concentrica var. *gracilis* Sandb.
Merista plebeja Sow. sp.
Spirifer elegans Stein.
Spiriferina aculeata Schnur.
Cyrtina heteroclyta Davidson.
Orthothetes umbraculum Schloth. sp.
Strophomena rhomboidalis Wilckens.
Leptaena depressa Dlm.
Productus subaculeatus Murch.
Cyathophyllum ceratites Goldf.

Während mir am Hexenbusch *Spirifer elegans* Stein., *Rhynchonella Wahlenbergi* Goldf. und *Rh. primipilaris* v. Buch., *Orthothetes umbraculum* Schloth. und *Leptaena depressa* Dlm., auch *Cyrtina heteroclyta* Davidson und *Camarophoria microrhyncha* F. Röm. vorzuwalten schienen. zeigte sich auf der Halde der Schützenwiese das Vorherrschen von *Productus subaculeatus* Murch., besonders von auffällig grossen Exemplaren des *Phacops latifrons* Bronn, vor Becke mehr von kleinen Exemplaren der

[1]) Frech, Geologie der Umgegend von Haiger bei Dillenburg (Nassau), Berlin 1883.

[2]) Winterfeld, l. c., p. 654.

Atrypa reticularis L. und *Strophomena rhomboidalis* Wilckens, bei dem Steigerthurm bei Sonnenberg dagegen mehr von *Calceola sandalina* L. und sehr grossen Exemplaren der *Atrypa reticularis* L. Ausserdem fanden sich überall *Cyathophyllum ceratites* Goldf. ziemlich häufig; vereinzelt hier und da auch *Spiriferina aculeata* Schnur, *Merista plebeja* und *Athyris concentrica* var. *gracilis* Sandb.

Der südliche Muldenflügel, welcher etwa ½ Meile (in der Luftlinie) entfernt ist, wird, nordwestlich einfallend, durch den Rospebach zwischen Volmerhausen und Ahlefeld durchschnitten. Die Eisenbahn, welche mit diesem Bache und der Chaussee verläuft, bietet hier noch mehr Gelegenheit zur Beobachtung vollständiger Profile unserer Schichten. Wir erhalten zunächst durch diesen Durchschnitt einen Begriff von der bedeutenden Mächtigkeit des Lindlarer Gesteins, welche ich auf 1000 m[1]) schätzen möchte. Auch hier konnte ich eine Bank mit *Rensselaeria caïqua* d'Arch.-Vern. feststellen, und es dürfte das Vorkommen von vielen kleinen *Tentaculites scalaris* Schloth. ebenfalls bemerkenswerth sein. Kurz hinter Unter-Ahlefeld nach Ohl, also dem Innern der Mulde zu, steht der oben erwähnte petrefactenreiche *Calceola*-Mergel wieder an. In dem kleinen Hohlwege, welcher, nach Niedersessmar führend, dem Eisenbahn-Durchschnitt auf der anderen Seite parallel geht, streicht diese Schicht von W.-O. Es scheint dieser plötzliche Richtungswechsel veranlasst zu sein durch einen kleinen Specialsattel, welcher sich bei Ober-Ahlefeld im Bahndurchschnitt beobachten lässt und aus Lindlarer Gestein mit darauf lagerndem, petrefactenarmen Thonschiefer besteht.

In dem Hohlwege wurden in kurzer Zeit in gutem Erhaltungszustande von mir gesammelt:

Atrypa reticularis L.	*Rhynchonella primipilaris* v.B. und
Calceola sandalina Lam.	— *Wahlenbergi* Goldf.
Spirifer elegans Stein.	*Phacops latifrons* Bronn.
Orthothetes umbraculum Oehlert.	*Productus subaculeatus* Murch.

Der Fussweg nach Nieder-Sessmar führt weiter noch über diese Mergel, welche mit ihm streichen, bis zur Gabelung. Hier erscheint nördlich, also darauf lagernd, Kalk mit denselben Korallen, wie sie auch jenseits der Rospe in der Richtung des Streichens auftreten.

Auf der Chaussee von Unter-Sessmar nach Rebbelroth trifft man die unteren *Calceola*-Schichten wieder an als festeres Gestein (W.-O.) mit zahlreichen *Spirifer elegans* Stein., *Atrypa reti-*

[1]) Zu einem solchen Ergebniss kommt man auch bei der Begehung der Strecke Bergheim—Eiserfey in der Eifel.

cularis L. etc. mit Kalkschalen gut erhalten, direct darunter, wie hinter dem ersten Hause bei Unter-Ahlefeld, mit unzähligen Kalkspathadern durchzogen. Diesen unteren *Calceola*-Schichten lagern hellgraue, auch röthliche Kalkbänke direct auf, welche nahebei im Bruche des Herrn Kritzel abgeteuft werden, ebenfalls W.-O. streichend bei 30 — 39 ^{0} nördlichem Einfallen. In diesem ist das Vorkommen von *Spirifer productoides* F. A. Römer erwähnenswerth, welcher auch von diesem Autor[1]) in „einem schwarzen Kalksteine des Biesenbaches" im Harze, „der den *Calceola*-Schiefern untergeordnet zu sein scheint", gefunden ist. Es erwähnt ihn aus dem Kalk von Chaudefonds Barrois[2]), welcher die darin vorkommende, hauptsächlich aus Trilobiten, Brachiopoden und zahlreichen Crinoiden bestehende Fauna mit derjenigen der Crinoiden-Schicht der Eifel am besten vergleichen kann. Ausserdem liessen sich aus dem sehr späthigen Kalke von Rebbelroth mit Mühe einige Pygidien einer Species von *Proetus* Stein., dann mehrere Exemplare von *Atrypa reticularis* typ. L. von bedeutender Grösse und mit stark gebogenem Stirnrande und einige von *Atrypa reticularis* var. *aspera* Schloth. herausschlagen.

In dem gleich daranstossenden Bruche ist die nördlich gelegene, also darauflagernde, von mir bereits früher (l. c., p. 654) erwähnte Kalkpartie mit unzähligen, sehr grossen Crinoiden-Stielen zu beobachten. Die regelmässigen Lagerungsverhältnisse sprechen dafür, dass dieser jüngere Kalk als die Crinoiden-Schicht der Eifel anzusehen ist. Die Mächtigkeit der Crinoiden-Bänke hier zu messen, lässt der Aufschluss vor der Hand noch nicht zu.

Dass der im Norden der Mulde auftretende Kalkzug, auf welchem der nördliche Theil von Gummersbach steht, ebenfalls diesen beiden Horizonten angehört, lässt sich wohl annehmen, da er gleichfalls die *Calceola*-Mergel (des nördlichen Muldenflügels) direct überlagert. Mangels geeigneter Aufschlüsse war es mir leider nicht vergönnt Petrefacten darin zu finden, aber bei Frömmersbach und hinter Lantenbach jenseits der Genkel (bei Becke unterhalb Unnenberg) traf ich eine hellbläuliche Kalkbank an, deren Einfallen ziemlich steil süd-südöstlich erscheint. Hier zeichnet sich der Kalk durch viele späthige Crinoiden-Stiele aus.

Verfolgen wir nun, von Norden nach Süden fortschreitend, die Muldenausfüllung weiter, so treten uns einige kleinere Specialsättel entgegen, so der Brunsberg, welcher aus Thonschiefer besteht und durch eine hinter Muschlade nach Reininghäuser Hammer

---

[1]) Beiträge zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Harzgebirges, 1850, p. 10, t. 2, f. 10a, b, c.

[2]) Sur le calcaire dévonien de Chaudefonds. Annales soc. géol. du Nord, XIII, 1886, p. 170.

zu führende Verwerfungskluft von Lindlarer Gestein, welches in einem Steinbruche (W.-O. streichend und südlich einfallend) südlich vor Becke aufgeschlossen ist, getrennt wird. Dieser Sattelrücken, dessen Durchschnitt auf dem Wege von Becke nach Mühlensessmar kurz vor letzterem dem neuen Teiche von Herrn Steinmüller gegenüber wieder beobachtet werden kann, geht über Nöckelsessmar — durch eine nordsüdliche Querverwerfungskluft, die in der Richtung der Chaussee verläuft, verschoben — nach dem Berstieg zu. Hier kann derselbe, entblösst durch den Bahnbau, dem Haldy-Tempel gegenüber beobachtet werden, wie überhaupt vom Bahnhofsgebäude aus der gesammte Berg nach dem Süden zu aufgeschlossen ist. Zunächst tritt eine Korallenbank auf mit einer Art *Favosites*, welche mit *Favosites Goldfussii* d'Orb. grosse Aehnlichkeit besitzt[1]). Sie steht auch im Streichenden auf dem steil abfallenden Wege von Gummersbach nach Mühlensessmar und zwar kurz vor letzterem an. Hierauf folgen nun an der Bahn Thonschiefer mit vielen *Spirifer elegans* Stein., dem Leitfossil der *Calceola*-Stufe, weiterhin mit *Orthothetes umbraculum* Oehlert, dann eine Kalkbank mit zahlreichen *Athyris concentrica,* ferner *Atrypa reticularis*, hierauf mit Kalkadern und Kalkspath-Krystallen. Nun folgt ein sehr mächtiger Thonschiefer, welcher mit *Fenestella infundibuliformis* Goldf. und Abdrücken von kleineren Crinoiden-Stielen, deren Kelche — allerdings selten — ebenfalls im Abdruck gefunden wurden, angehäuft ist. Herr Prof. Jaekel, welchem ich für seine freundlichen Mittheilungen über die zugesandten Kelchfragmente zu besonderem Danke verpflichtet bin, ist der Ansicht, dass diese zu *Hexacrinus* gehören, der in diesen Schichten überhaupt die wesentlichste Rolle spielt. Der eine steht dem *H. interscapularis* (Phill.) L. Schultze nahe, könnte aber eine selbständige Art sein. Ein anderer Abdruck, der den zierlichen Kelch vollständiger, aber doch noch in einem die genauere Bestimmung sehr erschwerenden Zustande zeigt, scheint in die Verwandtschaft der Gattung *Dendrocrinus* zu gehören und würde dann eine neue Species repräsentiren. Die erwähnte Koralle beschreibt Quenstedt als *Gorgonia infundibuliformis* in seiner Petrefactenkunde (VI, p. 175)[2]). In der Eifel

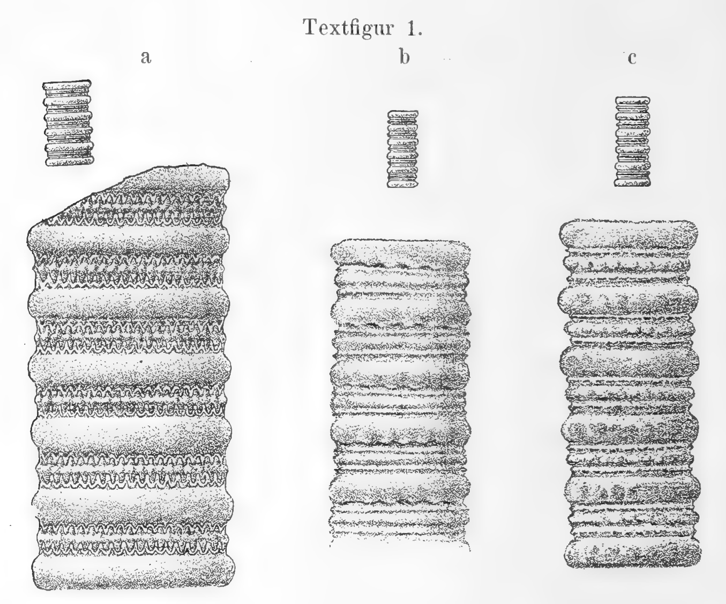
---

[1]) Quenstedt, Korallen, p. 20. t. 143, f. 39. — d'Orbigny, Prodrome de Paléontologie, I, 1850, p. 107. — Milne-Edwards et J. Haime, Monographie des polypiers fossiles des terrains palaeozoiques, p. 235, t. 20, f. 3, 3a, 3b.

[2]) Cf. auch F. Römer, Beschreibung eines fast vollständigen Exemplares von *Fenestella infundibuliformis* aus Devon-Schichten bei Waldbröl. Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf., 1850, p. 72—78. — Bronn, *Lethaea geognostica*, I, p. 163, t. 5, f. 11 (male!).

ist sie in dem unteren Schiefer von Olkenbach gefunden[1]; dieser soll (cf. l. c. p. 34) nicht älter sein als die rechtsrheinische *Cultrijugatus*-Zone MAURER's[2]) und wird concordant von *Orthoceras*-Schiefer überlagert. Nach einer brieflichen Mittheilung des Herrn FOLLMANN ist das Vorkommen von *Fenestella* bei Olkenbach-Wittlich häufig, jedoch hält er die Artbestimmung für zweifelhaft und betrachtet die Bezeichnung *Gorgonia infundibuliformis* mehr als Sammelnamen der auf verschiedenen Horizonten vorkommenden Abdrücke. Was die Crinoiden-Stiele angeht, so scheinen sie mir einen verlässlichen Anhalt zu bieten durch die von den sonst hier gefundenen wesentlich verschiedene Zeichnung und durch das ziemlich häufige Auftreten in diesem Thonschiefer. Mit Leichtigkeit sind sie von den, gewöhnlich auch grösseren und massig vorkommenden Stielgliedern des Lindlarer Gesteins zu unterscheiden (siehe Textfigur 1 a, b, c). Am besten traf ich die

Textfigur 1.



ersteren in einem sehr kalkhaltigen Thonschiefer bei Breun unweit Hartegasse an. Es empfiehlt sich, um einer Verwechselung vorzubeugen, diesen Thonschiefer mit einem eigenen Namen zu

---

[1]) O. FOLLMANN, Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach, 1882, p. 25, 49. — E. SCHULZ, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim, 1883, p. 11.

[2]) N. Jahrb. f. Min., 1876, p. 846 und 1890, II, p. 225.

belegen; ich möchte „Thonschiefer von Breun“ vorschlagen. Vermuthlich bezieht sich die Bemerkung Römer's[1]) über „eine kleinere weiter nicht gekannte Crinoiden-Art“ auf diese. In den Verhandlungen des naturhistorischen Vereins für die Rheinlande, IX, p. 283, t. 2, f. 2a—c beschreibt F. Römer einen *Ctenocrinus stellaris* (= *Melocrinus*) aus den „*Calceola*-Schiefern von Lüdenscheid“ und Ludw. Schultze (l. c. 79) einen *Hexacrinus interscapularis* aus dem Kalke der Gegend zwischen Iserlohn und Hagen. Die Beschreibung und Abbildung des Säulenabschnittes ist in etwa übereinstimmend mit den auf unserem Horizonte vorkommenden[2]). Herr Prof. Jaekel nimmt an, dass die Stielglieder auch zu *Hexacrinus* gehören, selbstverständlich mit Vorbehalt, da das Alterniren grösserer und kleinerer Glieder bei den meisten Gattungen der Cladocriniden vorkommt.

Auf diesen Thonschiefer folgt in einer schmalen Schlucht ein schwarzer fester Kalkstein, welcher besser gegenüber im Bruche zu Rospe (Str. obs. ONO.-WNW., Einf. NNW. unter 30—32°) zu besichtigen ist. Die darin von mir gesammelten Petrefacten sind:

Phacops latifrons Bronn (grosse Exemplare).
Paracyclas proavia Goldf.
Orthothetes umbraculum Schloth. sp. (sehr gross).
Actinostroma verrucosum (= *Stromatopora verrucosa* Goldf.).
Orthoceras subannulare Münster (gross).
Grammysia hamiltonensis?
Meganteris sp.?
Bellerophon sp.

Die Zwerghöhle hinter dem Steinbruche befindet sich in diesem Kalke.

Das „Verzeichniss von Versteinerungen aus der mittleren devonischen Abtheilung in den Kreisen Altena, Gummersbach, Waldbröl und einigen angrenzenden Gegenden“[3]) veranlasst mich zu der Annahme, dass früher hier auch Aufschlüsse des Strigocephalen-Kalkes vorhanden waren, vermuthlich im Dorfe Rospe selbst, welches mitten in der Mulde liegt, auch bei Strombach und zwischen Zur Mühlen und Sessmar.

Von hier ab fallen die Schichten des Profiles, wenn wir nach S. fortschreiten, nordwestlich ein, so auch bei Mühle unter 40° in einem Thonschiefer-Bruche, welcher viele *Atrypa reticularis* mit Kalkschalen aufweist; hierunter zeigt sich bei der

[1]) Das rheinische Uebergangsgebirge, p. 44.
[2]) Cf. Ludwig Schultze, Monogr. d. Echinodermen des Eifelkalkes. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl., XXVI, 1867, p. 65, t. 6, f. 3.
[3]) Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. und Westf., X, 1853, p. 231. — cf. auch daselbst XVII, 1860, p. 199.

Biegung des Fahrweges inmitten zwischen Mühle und Unter-Ahlefeld der Kalk, welcher quer über die Bahn fortstreichend mit dem von Rebbelroth zusammenhängt, und nun die ebenfalls erwähnten *Calceola*-Mergel von Unter-Ahlefeld, welche unter 42° einfallen, stark gepresst erscheinen, wohl durch den oben erwähnten Specialsattel zwischen Unter- und Ober-Ahlefeld.

Die nordwestlich einfallenden Schichten im Süden entsprechen somit den südwestlich einfallenden im Norden: es lässt sich demnach eine muldenförmige Ablagerung nachweisen.

Westlich wird diese Gummersbacher Mulde eingeschlossen durch die Berge Lopscheid, Langerscheid, den Gr. Borrberg, durch den wohl durch Faltung des Lindlarer Gesteins in einer dem Streichen entgegengesetzten Richtung gebildeten Wahlscheidberg, welche beiden letzteren sich an den Stahlberg und den Burgberg anschliessen und mehr zur südlichen Begrenzung der Mulde gehören.

Die 337 m hohe Grosse Hardt und Hoechst (340 m) stellen somit wiederum besondere Erhebungen in der sich südöstlich auskeilenden Mulde dar. Oestlich weit mehr gesperrt, weist diese ebenfalls viele Faltungen auf, welche sich bis zu einer Höhe von rund 400 m erheben.

Es ist wohl möglich, dass die „Ebbe“ [1]) hinter Gummersbach, welche nach v. Dechen aus Taunusquarzit bestehen soll, auch dem neuerdings von Grebe in der Schneifel festgestellten Vichter Quarzit angehört, weil beide in derselben Streichungslinie liegen. Da diese Bergpartie ausserhalb des Rahmens unserer vorliegenden Studie liegt, so behält sich der Verfasser die genauere Altersbestimmung für eine spätere Arbeit vor.

Verfolgen wir von Gummersbach über Wasserfuhr den Verlauf des Bahnkörpers, so durchqueren wir von letztgenanntem Orte aus wiederum eine Mulde und zwar von unbedeutender Breite, welche bei der verlassenen Grube Laura einen völlig von Crinoiden-Stielen durchsetzten Kalk mit zahlreichen und mannigfaltigen, aber schlecht erhaltenen Petrefacten einschliesst. Auch am Stahlberge traf ich ihn wieder an. In der Richtung von Hömerich bei Gummeroth über diesen Ort, Herreshagen bis Himmerkusen durchschneiden wir zwei weitere aufgestaute Falten, welche aus Lindlarer Gestein bestehen, und deren Erhebungen Gummershardt und Stenten Berg sind (bei Wegescheid, nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen bei Bergneustadt).

---

[1]) Cf. die während des Druckes dieser Studien erschienene Arbeit von R. Hundt, Bergassessor, Die Gliederung des Mitteldevons am Nordwestrande der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf., LIV, 1897, p. 209.

Südwestlich des Sattelrückens Wegescheid-Hülsenbusch-Steinmelsberg verläuft von Lützinghausen aus die Muldenaxe über Remerscheid, Schnellenbach nach dem Mühlenberge bei Ründeroth. Der in dieser Mulde eingelagerte Kalk streicht bis Rodt, wo er in einem grösseren verlassenen Bruche in dünneren Bänken ansteht (Str. W.-O., Einf. nach N.). Dieses abweichende Streichen hängt vielleicht mit der Bildung des Steinmels- und Loehberges zusammen, welche, aus Lindlarer Gestein bestehend, Steinbrüche aufweisen, in denen das Einfallen mit dem Streichen leicht verwechselt werden kann, weil die Schichten in der Streichungsrichtung steil abfallen; sie erscheinen wieder dem Loehberge gegenüber nach Wahlscheid zu. Im Contact mit dem Kalk tritt ausser einigen kleineren persistirenden in und nahe bei Wallefeld eine starke Quelle bei der Scheidemühle bei Wallefeld auf, deren Wasser nach Ründeroth geleitet wird. Zwischen dieser und Remerscheid, welches selbst theilweise auf beinahe horizontal einfallendem, zahlreiche *Spirifer mediotextus* d'Arch.-Vern. einschliessenden Kalkstein[1]) liegt, ist eine grössere Höhle zu verzeichnen, welche als Zufluchtsort im Befreiungskriege und in neuerer Zeit als Felsenkeller Verwendung fand.

Mit dieser Höhle steht vielleicht im Zusammenhang eine noch grössere südlichere, welche unweit Ründeroth in der Nähe des Kalkbruches in der Krümmel (SO.-Einfallen unter 50°) beginnt. Dieses Thal wird von dem Walbache, welcher zeitweise unter der Erde verschwindet, durchflossen. Er hat wohl bei der Bildung dieser bedeutenden Höhle, in welcher sich hier und da deutliche Spuren der durch das mit dem Wasser durchgeführte Material bewirkten Erosion zeigen und Schlammablagerungen in grösserer Mächtigkeit, auch ein 20 m tiefer See befinden, eine hervorragende Rolle gespielt. Von dem Besitzer Herrn E. Guilleaume ist diese interessante Höhle neuerdings leicht zugängig gemacht. Geologisch werthvoll sind die hierin gut sichtbaren unzähligen Querschnitte von *Actinocystis*-Korallen, aus welch' letzteren der Felsen zusammengesetzt ist. E. Schulz[2]) sieht diesen als einen dem oberen Korallen-Kalke der Hillesheimer Mulde entsprechenden Horizont an, aber wohl nicht allein wegen des *Actinocystis*-Vorkommens — denn die Species ist nicht von ihm festgestellt, und Actinocysten überhaupt kommen im oberen Korallen-Kalke der als Ausgangspunkt dienenden Hillesheimer Mulde seltener vor —, sondern wohl deswegen, weil er der Grauwacke

[1]) Die Bestätigung dieser Bestimmung sowie die derselben Spiriferen von der Knochenmühle bei Immekeppel (siehe weiter unten) verdanke ich Herrn Prof. E. Kayser.

[2]) Sitz.-Ber. niederrhein. Gesellsch. Bonn v. 11. November 1895, p. 2.

mit *R. caïqua* aufgelagert ist[1]. Da aber von demselben Autor auch im Nohnerkalke (l. c. p. 18) Actinocysten und zwar an erster Stelle aufgeführt werden, so kann der Kalk recht wohl als eingelagerte Bank dieses Horizontes angesehen werden. Auch F. Römer[2]) sah diesen sowie den Kalk von Gummersbach (wohl den im Steinbruch bei Rospe anstehenden) als einen lagerartig zwischenliegenden an angesichts des deutlichen Ueberganges in Grauwacke, — es lässt sich dieser gut an dem steilen Fusswege von der Hardt nach Stiefelhagen bei Ründeroth beobachten. Der Kalk von Wallefeld bis Rodt scheint indess muldenartig eingesenkt zu sein. In dem das Korallenriff unterlagernden Kalke des Bruches in der Krümmel stehen Kalkbänke mit vielen grossen Crinoiden-Stielen an. Hier ist das Einfallen östlich, das Streichen N.-S. Umfasst wird er vom Thonschiefer und dem darunter liegenden Lindlarer Gestein, welches nach Ründeroth zu in dem grossen Steinbruche des Herrn E. Guilleaume aufgeschlossen ist.

Südlich hiervon tritt bei Bellingroth wieder Kalkstein auf und wird an der von Hardt (bei Engelskirchen) über Kaltenbach nach Drabenderhöhe führenden Chaussee angetroffen. Hier steht er südlich von Hütten-Berge, bei Ufer, besonders bei Daxborn (Streichen SO-NW., Einfallen nordöstlich) und bei Forst an. An letzterem Orte, dem „Vereinigten alten Stollenberge" Krupp's, birgt er in einer von NW.-SO. verlaufenden Mulde Eisenstein, auch an der anderen Seite des Weges zwischen dem Hipperich und dem Immerkopfe in einer von NO.-SW. streichenden kleinen Mulde. Die erstere Synklinale keilt sich aus in einem schmalen Bande, welches sich rechtwinkelig nach O. abwendet (Hercynische Druckrichtung?), und weist eine 1 m mächtige Crinoidenschicht auf.

Von Wegescheid aus südwestlich senkt sich eine von der Gelpe der Länge nach durchflossene, bis Bickenbach reichende Mulde ein; sie umschliesst den bei Kalkkuhl anstehenden, nach NW. einfallenden, stark zerklüfteten Kalk, welcher Senklöcher in der Nähe der Grube veranlasst hat. Dieser feste blaue Kalk zeichnet sich durch Wellenstructur aus, welche wohl durch die starke Pressung hervorgerufen ist, und durch zahlreiche Crinoiden-Stiele; ausserdem wurden darin *Cystiphyllum vesiculosum* Goldf. und *Actinostroma verrucosum* von mir aufgefunden. Zwischen Peisel und Nochen wird der Kalkstein am Wege anstehend angetroffen und lässt sich in der Streichungsrichtung bei Ober-Gelpe wohl noch durch den Buchenbestand nachweisen. Er könnte, wie

[1]) Cf. die Aeusserung des gen. Forschers: „Die Lagerung zur *Caïqua*-Schicht diente zur Altersbestimmung" (Sitz.-Ber. niederrhein. Gesellsch. Bonn 1895, 2. Hälfte, p. 115 unten und p. 116 oben).

[2]) Rheinisches Uebergangsgebirge, p. 45.

der bei Rospe und Ründeroth, als Zwischenlagerung angesehen werden. Unterlagert wird er auf beiden Seiten der Falte zunächst von einem petrefactenleeren Thonschiefer[1]), hierauf von einem solchen, welcher reich ist an:

Spirifer elegans Stein.
Strophomena rhomboidalis Wahlenb.
Stropheodonta interstrialis Phill.[2])
Atrypa reticularis L.
Orthothetes umbraculum v. Schloth.
Chonetes minuta Goldf.
Calceola sandalina L.

Ausserdem konnte ich darin nachweisen:

Spirifer subcuspidatus Schnur.
Rhynchonella livonica v. Buch (*daleydensis* F. Röm.).
Calamopora polymorpha Goldf.
Aviculopecten radiatus Goldf.
Cyathophyllum caespitosum Goldf.
Heliolites porosus Goldf.
Grammysia (hamiltonensis?).

Schliesslich folgt das Lindlarer Gestein, welches das Berghauser Plateau (Nordhelle) im Nordwesten bei südöstlichem Einfallen bildet, ebenso im Südosten, wo es sich von Wegescheid über Hülsenbusch nach dem Steinmels-Berge zu hinzieht und, wie dies allerdings nur im Steinbruche bei Hahn controllirt werden konnte, nach NW. einfällt.

Parallel zu diesem Thale verläuft eine Falte von Gimborn aus, an welchem Orte wieder eine Kalkbank — mit regelmässigem Streichen bis Dürholzen verfolgbar — und im Contact hiermit die bedeutende, persistirende Quelle des Gimbaches (von gleichmässiger Temperatur) im Keller des Schlosses daselbst auftritt, bis Kaiserau zwischen dem steil südöstlich einfallenden Lindlarer Gestein, welches hier durch bedeutende Pflaster-Steinbrüche aufgeschlossen ist. In dieser Falte traf ich bei Wilhelmsthal am Eingange des Waldweges nach Recklinghausen Blöcke mit unzähligen *Spirifer subcuspidatus* Schnur, vereinzelten grossen Crinoiden-Stielgliedern und mit *Fenestella infundibuliformis* Goldf. an. Das massenhafte Auftreten dieser Spiriferen-Abdrücke erinnerte mich an ein ähnliches Vorkommen im Grauwacken-Sand-

[1]) Vergl. Winterfeld, Ueber eine *Caïqua*-Schicht, über das Hangende und Liegende des Paffrather Strigocephalen-Kalkes. Diese Zeitschr., 1895, p. 651, 652.

[2]) Whiteaves, Contributions to Canadian Palaeontology, I (4), 1892, p. 286, t. 37, f. 6.

stein des nördlichen Prümer-Muldenrandes am Jakoppsknopp bei Nieder-Hersdorf. Dieser röthliche, feinkörnige Sandstein der Eifel enthält ausserdem

Spirifer macropterus GOLDF.
— *auriculatus* SANDB.
Orthothetes umbraculum SCHLOTH. sp.
Chonetes sarcinulata SCHLOTH.

und dürfte wohl mit Recht zu den bisher den Oberen Coblenz-Schichten zugezählten Schichten gerechnet werden. Nach FOLLMANN's Ansicht, dessen Liebenswürdigkeit ich die Bestimmung dieser Petrefacten sowie die Controlle der sonst erwähnten verdanke, ist das Vorkommen bei Jakoppsknopp in lithologischer und paläontologischer Hinsicht demjenigen bei Bausendorf in der Eifel[1]) zu vergleichen. Da dieser Forscher seither noch *Orthis subcordiformis* KAYSER in den „unteren Schiefern", welche KAYSER aus dem Mittel-Devon (*Cultrijugatus*-Stufe) (l. c., p. 600) beschreibt, und *Pleurodictyum* bei Jünkerath in den *Calceola*-Schiefern gesammelt hat[2]), so dürften auch diese „oberen Coblenz-Schichten" einen dem Mittel-Devon schon viel näher stehenden Charakter zeigen.

Wie nun das aus südöstlich steil aufgerichteten und zusammengeschlossenen Falten gebildete Berghauser Plateau mancherlei Querverwerfungen aufweist, wie die Radialsprünge eines Bruchnetzes — so von Würden nach dem Eisenhammer und von Thal nach Karlsthal, südlich von Hagen nach Flaberg, von Berghausen nach Peisel, schliesslich unterhalb Ober-Gelpe der Schneidemühle gegenüber, nachweisbar durch die auffällige Schluchtenbildung und durch die plötzliche Unterbrechung der *Rensselaeria caïqua*-Schicht — diese ist von Berghausen nach Thal hin über die verschiedenen Wege streichend auf grössere Entfernungen hin und im Hammerbruche bei Felsenthale zu verfolgen —, so ist auch auf der anderen Seite des Leppethales eine etwa dreieckig sich heraushebende Bergpartie durch Verwerfungsklüfte entstanden. Diesen muss die plötzliche Veränderung im Einfallen, in der Beschaffenheit des Gesteins und die Abweichung des Laufes der Leppe zugeschrieben werden, welche, bisher der Falte entlang fliessend, hier hinter Kaiserau in fast südlicher Richtung das über-

---

[1]) Vergl. O. FOLLMANN, Die unterdevonischen Schichten von Olkenbach, 1882.

[2]) Vergl. auch MAURER, Die Fauna der Kalke von Waldgirmes, Abhandl. Grossh. Hess. geol. L.-A. Darmstadt, I, (2), p. 324. — BEUSHAUSEN, Beiträge zur Kenntniss des Oberharzer Spiriferen-Sandsteins und seiner Fauna, 1884, p. 27, Fussnote.

aus feste Gestein zu durchqueren scheint. Kurz vor Kuhlbach zeigen die Schichten in dem dort befindlichen Bruche nordnordöstliches, fast horizontales Einfallen und bilden mit dem im Bruche vor Felsenthal anstehenden südwestlich (bei 16°) einfallenden einen Sattel. Verwerfungen im verticalen Sinne von geringer Sprunghöhe sind hier öfter zu beobachten. Hier verdient noch das Vorkommen einer kalkhaltigen, eisenschüssigen, überaus harten und scharfkantigen Korallenbank Erwähnung, deren Gestein von den Arbeitern Eisenkuchen genannt wird.

Ebenso scheint eine Querverwerfung nördlich von Recklinghausen nach Hütte zu zu gehen, welche gleichfalls von der Leppe durchflossen wird. Unter Erlinghagen im Steinbruche (Schäfenhau) des Herrn GUSTAV KNOCH steht Lindlarer Gestein an (Str. obs. SW.-NO., Einf. SO. unter 27°), welches insofern abweichende Verhältnisse darbietet, als in ihm eine feinkörnige Steinkohle[1]) in geringer Mächtigkeit (ca. 10 cm) und kugelrunde, dünngeschichtete, feinkörnige Sandsteinconcretionen von ca. 30 cm Durchmesser zwischengelagert von mir vorgefunden wurden. Aehnliche fand ich im Steinbruche bei Loxstege auf dem neuen Communalwege von Immekeppel nach Lindlar. Was den Steinkohlen-Befund betrifft, so dürfte er mit demjenigen bei Winterberg am Brölthale zunächst zu vergleichen sein und eine Andeutung dahin geben, dass wir es mit litoralen Bildungen zu thun haben. Einen Brandschiefer fand ich an der Plätz-Mühle im Dhünn-Thale vor.

Am Nordhellerhammer lagert den Lindlarer Schichten eine festere kalkige Grauwacke mit Petrefacten auf; dann folgen Thonschiefer mit gut erhaltenen Exemplaren von *Calceola sandalina* L., *Orthothetes umbraculum* SCHLOTH., *Strophomena lepis* BRONN, welch' letztere für *Cultrijugatus*-Stufe und *Calceola*-Schichten besonders charakteristisch ist, und schliesslich ein an Crinoiden-Stielen reicher zerklüfteter Kalk, der hier bis zum Schieferstein, nordwestlich von Himmerkusen, wo sich eine Höhle vorfindet, verfolgt werden kann.

Wir kommen nun zu der Lindlarer Mulde, welche sich westlich an das von der Leppe, Gelpe und im Wesentlichen von der Agger umschlossene Gebiet einsenkt. Sie wird durch eine von N.-S. verlaufende Wasserscheide von diesem abgetrennt. Gehen wir von Remshagen, welches zwar selbst in einem kleinen, durch ein local beschränktes Einsinken gebildeten Kessel, aber im weiteren Sinne auf einem in dem bedeutenden Steinbruche

[1]) FOLLENIUS, Ueber die Kohlenfunde der Eifel, Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf., 50. Jahrg., 1893, Corr.-Bl., p. 40.

daselbst sichtbaren und vermuthlich mit anderen sich kreuzenden Sattel liegt, — an welchen sich dichtgedrängt weitere Falten in unregelmässigem Streichen mit tiefen, schluchtenartigen Thälern anschliessen, wie die Horpe und die nach Haus Leppe zuführende Beek —, so erstreckt sich bei Eichholz vor unseren Augen eine ziemlich flache, kleinere Synklinale aus, welche durch eine in der Muldenaxe verlaufende niedrigere Falte in zwei Specialmulden getrennt ist. Umschlossen wird sie von jenem festen feinkörnigen Grauwacken-Sandstein, welcher nach dem hiesigen Vorkommen benannt werden soll. In diesem konnte auf dem nördlichen Muldenrande wieder die Bank mit *Rensselaeria caïqua* festgestellt werden. Schon von Goldfuss wird eine *Pterinaea bicarinata*[1]) Goldf. und *carinata*[2]) aus den Lindlarer Steinbrüchen abgebildet, diese ist durch Beushausen[3]) als *Grammysia bicarinata* nochmals zur Abbildung und Beschreibung gelangt und zum Unteren Mittel-Devon gerechnet. Eine ähnliche fand ich in demselben Gestein bei der Keppler Mühle (siehe weiter unten).

Der nördliche Sattel streicht von Merlenbach, Altenlinde, wo er weniger gehoben erscheint, über den Brungenscheid, „Brungersch", (schwebendes, nordwestliches Einfallen), Eremitage nach Rübach, Klause, wo ein Wendepunkt in der Faltenbildung eintritt. Der südliche Rand wird von dem hohen Bergrücken, welcher sich von Klespe nach Burg zu erstreckt, gebildet. (Der grosse Steinbruch bei Altenrath zeigt regelmässiges Streichen, nordwestliches Einfallen bei 31°.) Die Altenrather Specialmulde keilt sich bei Eichholz aus, woselbst auch im Contact des Kalkes mit dem Thonschiefer eine bedeutende persistirende Quelle erscheint, ein starker Zuwachs des Lennefer-Baches. Dieser selbst nimmt in der anderen speciellen, der eigentlichen Lindlarer Kalkmulde seinen Ursprung, nämlich einerseits nahebei und südlich von Rübach, woher Lindlar jetzt den Bedarf an Trinkwasser zu decken sucht, andererseits von der bei Horpe entspringenden erheblicheren Quelle, welche ebenfalls im Contact erscheint. Westlich wird die Mulde nahe hinter Kemmerich abgeschlossen. Die kleinere Wasserscheide, welche sich in der regelmässigen Streichungsrichtung und inmitten der Mulde erstreckt, zieht sich von Remshagen, nördlich von Eichholz über den Rücken, welcher sich nördlich von Bröhl und Bolzenbach ausdehnt, zwischen Unter- und Ober-Heiligenhoven nach Scheller zu. Südlich, wie nördlich daran lagert sich Thonschiefer, welcher in beiden Specialmulden den

---

[1]) Petrefacta Germaniae, t. 119, f. 3.
[2]) l. c., f. 8.
[3]) Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon, t. 23, f. 5, p. 494.

Kalk, unterteufend, umschliesst. Beide zeigen eine Abweichung in der Streichungsrichtung, indem sie sich W.-O. erstrecken, während der Grauwacken-Sandstein inmitten der gesammten Mulde regelmässiges Streichen und zwar im Bruche zwischen Lindlar und Altenrath (im Busche) nordwestliches Einfallen zeigt. Am Communalwege zwischen Ober-Heiligenhoven und Steinscheid konnte ich im Thonschiefer das Vorkommen jener dünneren Crinoiden-Stiele (cf. oben), von *Fenestella infundibuliformis* Goldf., *Strophomena rhomboidalis* Wahlenberg, *Stropheodonta interstrialis* Phill. und *Orthothetes umbraculum* Schloth. feststellen, desgleichen in den beiden Hohlwegen nahe bei Lindlar, wovon der eine, die Fortsetzung der Korbstrasse, (fast O.-W., N. bei 62°) nach der Kapelle bei Vossbruch, der andere nach Altenrath führt (in der Schlucht schwarze Thon-Schichten, ähnlich wie im Lambachthale[1]), auch mit denselben Versteinerungen), es liegen demnach die drei Fundpunkte in der Streichungslinie zusammen und sprechen für die Annahme der unteren *Calceola*-Stufe. Die Chaussee von Lindlar nach Linde durchschneidet vor Schwarzenbach den Thonschiefer so, dass auch hier ein brauchbares Profil sichtbar ist. Versteinerungen im Kalk konnten nur in der „Wachholderkaule" bemerkt werden, aber auch dort in einem zur Bestimmung wenig geeigneten Erhaltungszustande (*C. ceratites* und viele andere Korallen).

Die Ueberschiebungslinien sind deutlich durch persistirende Quellen gekennzeichnet. So sind noch erwähnenswerth die vier Quellen bei Ober-Heiligenhoven, nämlich zwei im Schlossparke (Springchens Weier) des Herrn Baron v. Fürstenberg und ebenfalls auf der Grenze zwischen Kalk und Thonschiefer, zwei in dem Hain gegenüber in der Richtung nach Falkenhof zu, dann östlich von Kemmerich in der nahebei befindlichen Schlucht, desgleichen vier bei Altenlinde und eine bei Schwarzenbach. Das Verschwinden der einen in der „Mordganskuhle" deutet auf das Auskeilen des Kalksteins hin. Auch der Dillensiefen, links am Wege nach Kaiserau, ist hier erwähnenswerth.

Südwestlich von Unter-Heiligenhoven zieht sich nun die Mulde des sie in der Längsrichtung durchschneidenden Lennefer-Baches, welcher südwestlich, d. h. in der Richtung des regelmässigen Streichens der Schichten verläuft, an Berg und Klespe, wo Kalkstein ansteht, hinab bis Melessen bei Obersteeg, wo der Bach in die die Mulde von N. nach S. durchschneidende Sülze einmündet. Letztere offenbart uns folgende Schichtenreihe: Bei Bilstein durchschneidet sie mit grosser Mühe das feste Lindlarer Gestein des

---

[1]) Winterfeld, l. c., 1895, p. 651.

Leienberges, eine S-förmige Schleife bildend. Durch die tiefen Einschnitte ist der Landschaft ein grossartiges Gepräge, eine interessante Physiognomik aufgedrückt. Dann folgt die Sülz einer vermuthlichen Querverwerfung, denn das Auftreten der Grauwackenbank mit *Renssellaeria caïqua*, welche auf dem rechten Ufer Unter-Brombach gegenüber ansteht, entspricht keineswegs der Schichtenfolge der anderen Seite. Der schwierig passirbare Gebirgspfad an der linken Seite der Schleife verräth unweit Ober-Brombach schon durch das vereinzelte Auftreten eines kalkigen Gesteins die Zwischenlagerung der Kalkbänke; bald zeigt sich die Bestätigung durch die bei Ober-Brombach am Steinbruch deutlich anstehende Bank, in welcher ich *Paracyclas proavia* Goldf., *Cyathophyllum helianthoïdes* Goldf., *Gyroceras ornatum* Goldf. fand. Der Kalk, welcher sich über Kalkofen hinzieht, enthält *Cyathophyllum quadrigeminum* Goldf., bei Schmitzheide weist er unzählige *Stromatopora concentrica* Goldf. auf, ähnlich wie bei Eiserfey in dem Kalk, welcher zwischen der Grauwacke und dem *Calceola*-Mergel gelagert ist, und setzt fort über Ober-Bergscheid nach Kemmerich. Hier sind zwei kleinere Brüche mit den Resten eines alten Kalkofens zu finden in einer wohl zwischengelagerten Bank der Lindlarer Schichten mit *Stromatopora concentrica* Goldf. Weiter verläuft er in der engen Falte, welche das Lindlarer Gestein zwischen Brückerhof nach der Sülze, nach Merlenbach zu (etwas nördlicher) bildet.

Auf dem südlichen Muldenflügel kommt die Grauwacke mit der *Renssellaeria caïqua*-Schicht und zwar bei der Keppeler Mühle noch einmal zum Vorschein. In diesem Lindlarer Gestein, welches auf dem linken Ufer des Baches durch einen grösseren Steinbruch aufgeschlossen ist, fand ich den bereits erwähnten Abdruck von *Grammysia*. Der Knochenmühle gegenüber befindet sich eine unbedeutende Höhle in einer zweiten eingelagerten Kalkbank, deren Eingang sich inmitten rechts am Wege zwischen Ufer und dem nach Unter-Brombach abgehenden kleinen Wege befindet.

Da die Schichten des Leien-Berges, dessen nordöstliche Fortsetzung nach Georghausen-Welzerberg verläuft, nach SO., die Kalkbank der Höhle und die der Mitte zu gelegenen, also darüber liegenden Schichten nach NW. einfallen, so kommt der Annahme, dass der dazwischen liegende Kalk bei Kalkofen mit *C. quadrigeminum* die jüngste Ablagerung ist, eine gewisse Berechtigung zu. Es würden danach die unzählige Exemplare von *Athyris concentrica* v. B. enthaltenden Thonschiefer südlich an der Höhle und die nördlichen an *Spirifer mediotextus* d'Arch.-Vern. reichen Schichten, welche ebenfalls nahe bei der Höhle anstehen, jünger

als das Lindlarer Gestein, aber älter als der Kalk bei Kalkofen sein.

Steigt man von der Klause über Neuenfeld nach Frielingsdorf hinab, so überschreitet man am Timberge (301,3 m) den bunten Thonschiefer, welcher mit dem vornehmlich bei der Klever Mühle und Kl.-Klev unweit Doctors-dhünn sowie bei Eikamp auftretenden übereinzustimmen scheint. Auch der Strasse entlang vor der Kirche in Frielingsdorf erstreckt sich diese Schicht in der Richtung der Muldenaxe. In diesem kesselförmigen Thale tritt ebenfalls Kalk auf, bei Ente (alter Kalkofen und Brunnenbohrung), ebenso zieht sich zwischen hier und Kuhlbach nach Scheel, welcher Ort südöstlich theilweise auf Kalk liegt, ein Strich bis zu dem durch seine alte Burg historisch interessanten Neuenberge, in welchem sich eine kleine Höhle befindet. Ein Wasserloch unterhalb Zäunchen spricht ebenfalls für das Vorhandensein von Kalkstein.

Dieser Kessel war höchst wahrscheinlich früher mit dem weiter unten zu behandelnden Lüderichgesteine aufgefüllt; denn einmal findet man hier Reste des rothen, grobkörnigen Sandsteins, wie solche auch bei Remshagen (nach Horpe zu) von mir festgestellt werden konnten, sodann ist hier vor einiger Zeit ein Betrieb auf Bleiglanz und Zinkblende umgegangen.

Dem nordwestlichen Sattel der Lindlarer Mulde (bei Ober-Hürholz, Einfallen nordöstlich, am Leienberg südwestlich, im Norden von Lindlar am Brungerscheid flach, nordwestlich) ist angelagert die sich bis Dierdorf bei Agathaberg unweit Wipperfürth nachweislich ausdehnende Falte. Das nordwestliche Einfallen ist vorherrschend auf dem südöstlichen Flügel der Linie und verbleibt auch am Vogelberge bei Breun, aber ebenso zeigt die nordwestliche Erhebung, welche über Reudenbach, Stiche, Ober-Steinbach, Josephsthal, Büschem, Agathaberg verläuft, dieses Einfallen, so dass wir eine isoklinale Lagerung der Muldenflügel zu verzeichnen haben. Zunächst liegt dem südöstlichen Flügel, dem Lindlarer Gestein, ein Thonschiefer auf, welcher gut aufgeschlossen ist bei Breun (am Fusse des Vogelberges nach dem Dorfe zu). Auch bei Müllerhof (inmitten von Breun bis Hartegasse) kommen in dem Steinbruche Petrefacten vor, jedoch sind die bei Breun wegen des reichen Gehaltes an Kalk weit besser erhalten. Sie gehören den oben bereits erwähnten, im Berstieg bei Gummersbach in grosser Mächtigkeit anstehenden Thonschiefer-Schichten zu. Ich sammelte hier

Orthothetes umbraculum Schloth. (häufig).

Die dünneren Crinoiden-Stiele mit ringförmigen, alternirenden Erhebungen (siehe Textfigur 1 a, b, c).

Chonetes minuta DE KONINCK, mit Kalkschalen erhalten
Atrypa reticularis var. *aspera* SCHLOTH.
Stropheodonta interstrialis PHILL. sp.
Tentaculites scalaris SCHLOTH. (sehr klein).
Spirifer elegans STEIN.
Dechenella Verneuili BARR. sp. [1])

So wenig wie sonst Crinoiden-Stiele zur Unterscheidung verwendbar sind, so lässt sich doch innerhalb dieses Lenne-Schiefer-Gebietes, also nur local beschränkt, die in etwa kennzeichnende Form und das regelmässige Auftreten als willkommene Handhabe bei der Feststellung des Horizontes benutzen. Diese Schicht konnte bei Unter-Hürholz nach Brückerhof, Hoffstadt, Helle, Unter-Sülze, Ohl, Hartegasse, Müllerhof, Ober- und Unterfeld bis Breun festgestellt werden. Hierauf lagert ein in geringerer Mächtigkeit anstehender Kalkstein, welcher sich von Scheurenhof, zwischen Unter- und Mittel-Breidenbach, Süttenbach, Heibach, zwischen Hartegasse und (Kappellen-) Süng, zwischen Stelberg und Oberfeld, westlich an Breun vorbei bis Dierdorf hinaufzieht. Hier ist er ebenfalls sehr zerklüftet (daher wohl auch der Name Dörrenbach). Einige Spongophyllen wurden gefunden (Spongophyllen-Kalk? [2]).

Zwischen diesem Kalkstreifen und dem parallel hierzu verlaufenden zieht sich ebenfalls Thonschiefer von SW. nach NO. hin, welcher bei Kapellensüng von beiden Kalkzügen umschlossen und abgeschnitten wird, auch dieser hat einige Petrefacten der *Calceola* Stufe ergeben, wie *Stropheodonta interstrialis* PHILL., *Strophomena rhomboidalis* WAHLENB., *Orthothetes umbraculum* SCHLOTH., *Spirifer elegans* STEIN. (links am Wege von Kapellensüng nach Hammen).

Der andere Kalkzug kommt von Unter-Ommer, Linde (mehrere Brüche an der Chaussee-Schleife, beinahe von O.-W., Einf. fast nördlich unter 42°, mit *Strigocephalus Burtini* DEFR. von bedeutender Grösse und in Unmenge, so zeigte eine Bank dieses Petrefact als geradezu gesteinsbildend), Frangenberg, Mittel- und Unter-Steinbach (im „Rosengarten“ nordwestliches Einfallen unter 42° mit gleichfalls vielen Strigocephalen), Hammen (wenig mächtig), nach Löhsüng und Bonnersüng, woselbst er sich auskeilt; es verschwinden dort 3 Quellen und ein Bach in der Erde und treten erst nahe der Sülze zu Tage, in welche sie einmünden. Von

---

[1]) Auch die Bestimmung dieses Trilobiten verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Prof. E. KAYSER.

[2]) Nach SCHULZ soll aber der Spongophllen-Kalk älter als die *Caïqua*-führende Grauwacke sein.

Süng aus verengt sich nun die Mulde so, dass sie nur noch den südwestlichen Kalkzug westlich bei Stelberg, Breun-Dierdorf aufweist. Hier fallen die Kalkschichten nordwestlich.

Uebersteigen wir die nordwestliche Wasserscheide, so gelangen wir in die Mulde, welche als die Fortsetzung der berühmten Gladbacher (von früher her „Paffrather") Mulde angesehen werden muss. Durch die von Alters her[1]) bei Paffrath gesammelten Versteinerungen, welche sich zumeist durch ihren vorzüglichen Erhaltungszustand auszeichnen, besitzt sie eine gewisse Berühmtheit.

Während die bisher erwähnten rechtsrheinischen Mulden nur schmale Kalkstreifen aufweisen, welche theils als Zwischenlagerung des Lenneschiefers, theils als kleinere, theilweise überschobene Muldenausfüllungen anzusehen sind, stellt die Kalkablagerung bei Berg.-Gladbach eine recht beträchtliche Mulde dar, deren grösste sichtbare Breite (von Lustheide bis Selsheide) 7 km beträgt. Hier ist sie durch Senkung (Grabensenkung?) und Bedeckung sehr mächtiger Alluvial-, Diluvial- und Tertiär-Ablagerungen unseren Blicken verhüllt; erstreckt sich wahrscheinlich unter dem Rheinbette und der Trias-Mulde bis Sötenich, so dass wir hier die westliche Grenze anzunehmen hätten. Angesichts der geringen Verschiebung der Streichungslinie würde für diese Annahme eine Verwerfung oder auch die einer Verzerrungsform im Sinne Lossen's erforderlich sein. Was die Länge der eigentlichen Gladbacher Mulde angeht, so dehnt sie sich von der „Hand" zunächst bis Eichhoff, ein spitzes Dreieck bildend, auf eine Länge von ca. 12 km aus, und zwar in eine schmale Bank von ca. 10 m Breite auslaufend; schliesslich setzt der Kalk in einer kleinen Nebenfalte noch 3—4 km fort bis Delling.

In der grössten Muldenbreite sind die Schichten, von den jüngsten mitteldevonischen beginnend, zunächst in regelmässiger Reihe zu verfolgen, wenn wir von Süden nach Norden fortschreiten, wie das bei einem nach S umgestürzten Sattel[2]) zu erwarten ist (vergl. das Profil Textfigur 2):

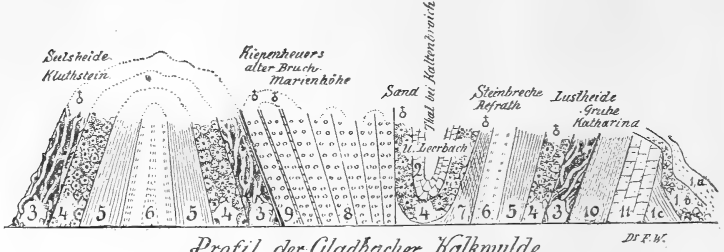
1. Die Schichten mit *Uncites gryphus* Defr., *Amphipora ramosa Phillipsii*, grossen *Bellerophon*-Arten etc., Einfallen nach NW.

   Sie ruhen direct auf der bei Asselborn NW. einfallenden Lenneschiefer-Partie, welche der *Calceola*-Stufe angehört, soweit sich dies aus dem einen Fundpunkte im

[1]) v. Beuth, Juliae et montium subterranea etc. 1776. — v. Huebsch, Naturgeschichte des Niederdeutschlands 1778.

[2]) Cf. Winterfeld, Ueber den mitteldevonischen Kalk von Paffrath. Diese Zeitschr. 1894, p. 693.

Textfigur 2.



Profil der Gladbacher Kalkmulde.

3 Kalkschichten mit *Amphipora ramosa Phillipsii* und *Uncites gryphus* Defr., 4 *Quadrigeminum*-Schicht, 5 Thonschiefer mit *Spirifer mediotextus* d'Arch.-Vern.. 6 Rother Thonschiefer. 7 *Hexagonum*-Schicht. 8 Kalkschichten von Gladbach mit *Uncites Paulinae* Winterf. 9 Crinoiden-Schicht. 10 Thonschiefer von Breun. 11 Lindlarer Gestein. 1 Das discordant auflagernde erzreiche Gebirge (Lüderichgestein), vermuthlich triadisch: a. grobkörniger, weisser Sandstein, b. Conglomerate, c. Schieferthon.
2 Ober-Devon (*Cuboïdes*-Schicht).

Brunnenschachte (am Steinenberg) der Kgl. Kadettenanstalt (siehe unten) schliessen lässt.

2. Die Schicht mit *Cyathophyllum quadrigeminum* Goldf. und unzähligen *Strig. Burtini,* zwischen Frankenforst und Kippekausen bei Lustheide.
3. Die Schichten mit *C. hexagonum*[1]) Goldf. bei der Steinbreche unweit Refrath. Wie es scheint, bilden diese einen Specialsattel, denn in der Streichungsrichtung bei Schmalzgrube stehen dieselben, aber mit entgegengesetztem Einfallen (NW.), an, und nördlich wie südlich (cf. 2) folgt die Kalkschicht mit *C. quadrigeminum;* indess könnten die nordwestlich einfallenden Schichten mit *C. hexagonum* durch den Gewölbekern der Grauwacke, auf dem Bensberg liegt, d. h. durch Einengung der Mulde, dislocirt sein.

Hieran schliesst sich eine mit mächtigen oligocänen Sanden, Thonen, auch Braunkohle ausgefüllte Falte an, wie dies durch Bohrung bei Waarde festgestellt werden konnte, deren Fortsetzung das tektonische Thal des Steinbaches bei Kaltenbroich ist.

Eingeengt in diese Vertiefung ist die oberdevonische *Cuboïdes*-

---

[1]) Das Vorkommen von *C. hypocrateriforme* Goldf. bei Bensberg wird von d'Archiac et de Verneuil erwähnt (On the fossils of the older deposits in the Rhenish Provinces, 1841, p. 406); vergl. E. Schulz, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim, 1883, p. 46.

Schicht bei Haus Leerbach und an der nahebei befindlichen Mühle (Querfalte).

Dann folgt der Specialsattel, auf welchem Sand und Herkenrath liegen, und dessen südlicher Theil die dem Refrather Kalke auflagernde Schicht mit *C. quadrigeminum* Goldf. aufweist.

Hieran lehnt sich bei völlig saiger Stellung (unweit Sand und bei Asselborn) der Gladbacher Kalk mit dem hierfür charakteristischsten Leitfossile *Uncites Paulinae* Winterf., der ausser den hier und da zahlreich auftretenden *Rensselaeria (?) caïqua* d'Arch.-Vern. noch *Cyathophyllum ceratites* Goldf., *C. quadrigeminum* Goldf. etc. (siehe weiter unten) und vor Allem *Maeneceras terebratum* Sandb. einschliesst, wodurch er vielleicht mit dem zu den unteren Strigocephalen-Schichten gezählten Odershäuser[1] u. [2]) und dem von Haina (H') verglichen werden könnte. Auch die reichhaltige Fauna des Fretterthales, welche Holzapfel (l. c. p. 334—337) aufführt und mit der von Villmar gleichstellt, erinnert sehr an die unserige (l. c. p. 360); ebenso die von Taubenstein bei Wetzlar (l. c. p. 358, 364). Nehmen wir die von E. Schulz gefundene tektonische Störung der Lagerungsverhältnisse bei Werringshausen an — entgegen der Ansicht Holzapfel's —, und berücksichtigen wir, dass F. v. Sandberger[3]) die Villmarer Fauna den Eifeler Crinoiden-Schichten gleichstellt, ferner dass letztere von mir selbst in diesem Massenkalke gefunden ist, so dürfte kaum noch ein Bedenken vorliegen, diese hier an *R. caïqua*-reichen Schichten dem nach diesem Petrefact benannten Eifeler Horizont zuzurechnen.

Da die Selbständigkeit der neuen Art von *Uncites* früher nicht erkannt war, so müssten die Angaben eines gemeinsamen Vorkommens von *Calceola sandalina* L., *Strigocephalus Burtini* Defr. und *Uncites gryphus* Schloth. im Eisenstein bei Rübeland und bei Hüttenrode im Garkenholz[4]), ebenso am Hofe Haina[5]) bei Waldgirmes nachträglich einer Prüfung unterworfen werden. Für den Fall, dass die neue Art vorliegt, ist das gemeinsame Vorkommen

[1]) E. Kayser und E. Holzapfel, Ueber die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H Barrande's zum rheinischen Devon. Jahrb. k. k. geol. R.-A., XLIV, 1894, p. 499.

[2]) Die Angabe Holzapfel's, dass *Maeneceras terebratum* in den *Uncites*-Schichten von Paffrath vorkommt, ist irrthümlich, es muss heissen in den Hians-Schichten, d. h. in den Schichten mit *Uncites Paulinae.* (Das obere Mittel-Devon im Rhein. Gebirge, Abhandl. kgl. Preuss. geol. L.-A., Neue Folge, Heft 16, 1895.)

[3]) N. Jahrb. f. Min., 1883, p. 176.

[4]) Diese Zeitschr., XXXII, 1880, p. 677.

[5]) Siehe Beyer, Beitrag zur Kenntniss der Fauna des Kalkes von Haina bei Waldgirmes. Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. Jahrg. 1896, LIII, p. 95.

nicht auffällig, da das locale Vorkommen von *C. sandalina* auch in der *Caïqua*-Schicht der Hillesheimer Mulde bekannt ist. In der Sammlung des naturhistorischen Vereins für Rheinland etc. in Bonn befinden sich von früher Exemplare von *Uncites Paulinae* aus den hiesigen Ablagerungen. Auch DAVIDSON[1]) bildet unter *U. gryphus* unsere neue Form ab; mit ihr kommen nach ihm noch im Mitteldevon von Woolborough vor:

Spirifera nuda (= *Sp. simplex* PHILL.),
Sp. octoplicata SOW.
Atrypa reticularis und *aspera*,
Pentamerus brevirostris (= *P. globus* nach KAYSER[2]),
Rhynchonella primipilaris und *implexa*,

d. h. Petrefacten, welche deutlicher auf unsere Gladbacher Schicht als auf die Bücheler hinweisen. *Uncites Paulinae* ist also nicht auf unsere Localität beschränkt. Die im Girzenberge bei Sötenich vorkommende Form stimmt mit unserem *U. gryphus* der Bücheler Schichten des Schladethales, Kluthsteins[3]), vom Büchel überein, auch die von Schwelm[4]).

In den in einer früheren Abhandlung (l. c. 1894, p. 692) von mir erwähnten Steinbrüchen bei Unterthal ist nur die Schicht mit *U. Paulinae* vertreten, nicht, wie ich damals wegen des häufigen Vorkommens von *C. quadrigeminum* GOLDF. meinte, auch die *Quadrigeminum*-Schicht. Diese tritt erst jenseits der Bücheler-Schicht und zwar bei Ober-Blissenbach auf und südlich zunächst bei Berg unweit Herkenrath.

In dem grösseren Bruche von Unterthal fand ich ein eigenartig gebildetes, gut erhaltenes Kieferstück eines riesigen Fisches, eines Placodermen, welches Herr Prof. KOKEN die Liebenswürdigkeit hatte zu bestimmen[5]). Es erwies sich als sehr nahestehend dem *Typodus glaber* (H. v. MEYER), welcher in der Palaeontographica I, p. 103, beschrieben und t. 12, f. 2 abgebildet ist (siehe Textfigur 3).

---

[1]) The Palaeontographical Society, London, 1864, Part. VI, Port. 1, t. 20, f- 14.

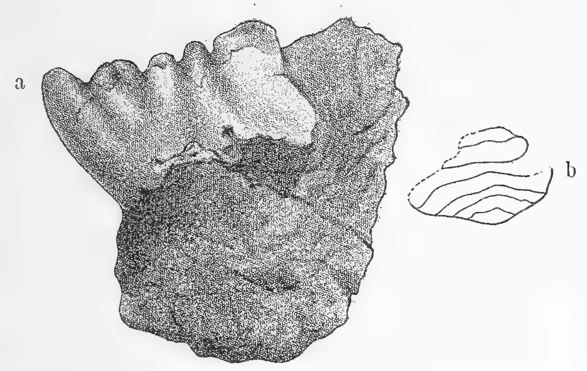
[2]) Brachiopoden der Eifel, p. 507.

[3]) Nach FRECH (*Zaphrent.* u. *Cyathophyll.*, p. 43 unten) soll *Cyrtoceras depressum* GOLDF. in den oberen Strigocephalen-Schichten fehlen; dieses Petrefact habe ich auf dem Kluthstein, auch im Girzenberge bei Sötenich wiederholt gut erhalten vorgefunden; E. SCHULZ erwähnt es aus dem den Torringen-Schichten entsprechenden Oberen Dolomit, KAYSER von Pelm.

[4]) Cf. QUENSTEDT, Brachiopoden, t. 43, f. 46 ff.

[5]) Auch den Herren Prof. DAMES und JAEKEL, welche mir sehr werthvolle Mittheilungen hierüber zu machen die Freundlichkeit zeigten, fühle ich mich zu grossem Danke verpflichtet.

Textfigur 3.



3a zeigt in natürlicher Grösse, auf Dolomit fest aufgewachsen, den einem Säugethier-Kiefer nicht unähnlichen Zahn mit 5 unter sich wohl differenzirten dentoïden Erhebungen, von welchen die letzte, bei 3b in doppelter Grösse, auf der Kaufläche Längsfalten aufweist. Das gesammte Fragment besteht aus einer homogenen Masse.

Ausserdem wurden von mir dort gesammelt:

Pentamerus galeatus Dalm.
— *globus* Bronn.
Bellerophon striatus Bronn.
Strigocephalus Burtini Defr. (theilweise sehr gross).
— *dorsalis* d'Arch.-Vern.
Rensselaeria (?) caïqua d'Arch.-Vern.
Orthis striatula Schloth.
Cyathophyllum quadrigeminum Goldf.
Uncites Paulinae Winterf.
Turritella subcostata d'Arch.-Vern.
Murchisonia coronata var. *turboïdes* Winterf.
Pleurotomaria delphinuloïdes Goldf.
Orthoceras anguliferus d'Arch.-Vern.
Mehrere Arten von *Favosites* und vereinzelten kleinen Crinoiden-Stielgliedern, auch ein Crinoiden-Kelch einer kleinen *Hexacrinus*-Art, welche nach Ansicht des Herrn Prof. Jaekel *Hex. callosus* Ludw. Schultze (l. c., t. 9, f. 3) nahe zu stehen scheint.

Schliesslich ist *Buechelia*[1]) *Goldfussii* Schlüter zu erwähnen,

---

[1]) Entspricht in Nord-Amerika *Raphistoma Tyrelli* Whiteaves von der Dawsonbay und hat ausserdem Aehnlichkeit mit *Platystoma speciosum* Sow. (cf. Whidborne, The Devonian Fauna of the South of England, Part. III, Palaeontographical Society XLIV, 1891, p. 202, t. 23, f. 6).

hier zumeist als dolomitisirte Steinkerne auftretend, welche man als *Euomphalus Bronni* oder als *E. trigonalis*[1]) ansprechen würde, wenn sich diese nicht durch die deutlichen Uebergänge zu vollständigen Exemplaren als Büchelien-Kerne erwiesen. Was die Häufigkeit des Vorkommens betrifft, so habe ich an anderen reichhaltigeren Fundorten dieses Niveaus nunmehr etwa hundert beschalte Exemplare sammeln können.

Der Kalk mit *Uncites Paulinae* Winterf. ist durch Ueberschiebung an die Bücheler Schicht dislocirt. Dieser Verwerfung verdankt das herrliche Strunderthal seine Entstehung. Aus zahlreichen Quellen, welche hier einen Teich bilden, entspringt der bedeutende Strunderbach in einer Thalwiese nahe bei Herrenstrunden. Kaum 50 Schritte von den oberen Quellen entfernt, treibt dieser bereits eine Mühle[2]), zwischen der Kapelle und der zweiten Burg (nahe am Bücheler Steinbruche) sprudeln ebenfalls viele Quellen in der Thalwiese hervor, ebenso im unteren Thale, wo verschiedene starke Quellen im Kalk auftreten.

Der Umstand, dass auf der einen Seite, der nordwestlichen des dem Streichen folgenden Strunderthales, sich nur die Kalkschichten mit *U. gryphus,* auf der südöstlichen die mit *U. Paulinae* hinziehen — die *Cuboïdes*-Schicht im Hombachthale ist in einer Querfalte eingesenkt, wie dies das veränderte Einfallen dem Schiff gegenüber zeigt — musste schon die Vermuthung hervorrufen, dass eine in der Richtung von SW.-NO. verlaufende Verwerfungslinie zu verzeichnen ist. Wenn Holzapfel die Behauptung G. Meyer's aufrecht halten will, dass die letzteren Kalke, die „*Hians*-Schichten", den Bücheler Schichten auflagern, so müsste er den Nachweis führen können, dass diese *Hians*-Schichten bei der Anticlinale zwischen Torringen und Selsheide, wo der jüngere Grauwacken-Thonschiefer entblösst ist, auf dem nördlichen Flügel wieder anzutreffen seien. Sie betheiligen sich aber im Norden, wo jüngerer Thonschiefer mit *Spirifer mediotextus* ansteht, sichtlich nicht an diesem Sattel, sondern lagern auch hier, an die Schuppenstructur erinnernd, wie im Strunderbachthale überschoben, nur südlich an. Auch treten sie nicht, was ebenfalls bemerkenswerth ist, südlich von Grube Katharina bei Lustheide auf. Im Contact mit den Bücheler Schichten (bei der „Hand") entspringen auch bei Paffrath (im und am Hause Blegge) mehrere starke Quellen von gleichmässiger Temperatur, den Mutzbach bildend bezw. wesentlich verstärkend. Hier im Westen ist

---

[1]) Kommt nach E. Schulz, l. c. p. 36, auch in der *Caïqua*-Schicht der Hillesheimer Mulde vor.

[2]) Cf. auch Buff, Beschreibung des Bergreviers Deutz, p. 5.

die Ueberschiebung dieser Schichten mit *U. Paulinae* ebenfalls mit Unterdrückung eines grossen Theiles des Massenkalkes, so dass ein sichtlicher Hiatus verbleibt, weiter nach Norden erfolgt; deshalb streichen wohl auch die Schichten bei dem „Horn“ S.-N. bei westlichem Einfallen. Es liesse sich demnach in der Richtung der Chaussee über die Hammer Mühle von Hebborn nach Schreibersheide zu, wo ebenfalls diese Streichrichtung, jedoch mit entgegengesetztem Einfallen, auftritt, eine Quer-Verwerfung zeichnen. Da die interessanten Betrachtungen, welche LOSSEN[1]), auf die Angaben G. MEYER's fussend, über den Muldenbau anstellt, betreffs des Alters der *Hians*-Schichten von falschen Voraussetzungen ausgehen, so ist der von ihm durchgeführte Vergleich des Baues der Mulden der Eifel und des Harzes mit derjenigen von Berg.-Gladbach nur theilweise und bedingungsweise annehmbar.

Begreiflicher Weise musste eine derartige gewaltige Verschiebung von SO. und später vielleicht von SW. aus Störungen hervorrufen, wie der Wechsel in der Streichungsrichtung bei der „Hand“ über Geisbock, wo in der „Schenskaul“ bereits von FERD. RÖMER[2]) aufgeführte Petrefacten der oberen Kalke gesammelt wurden. *Megalodus cucullatus* Sow. habe ich noch in mehreren Exemplaren auf den alten Halden finden können, aber auffälliger Weise auch *Heliophyllum helianthoïdes* SCHULZ. Da indess hier der Contact mit den älteren *Hians*-Schichten auftritt, so kann das Leitfossil, welches für einen weit tieferen Horizont zeugt, leicht dazwischen gerathen sein. Auch hier entspringt eine persistirende Quelle. Die Crinoiden-Schicht[3]) streicht ebenfalls im seichten Bogen, und zwar die Concavseite nach SO. gekehrt, über die Marienhöhe[4]) nach den ziemlich flach nach Westen zu einfallenden Schichten am „Horn“. Wie nun die nördlich des Strunderthales anstehenden Bücheler Schichten durch das verschiedene Einfallen und durch die tektonischen Thäler Faltenbildungen verrathen, so entspricht auch bei den Gladbacher Schichten die Breite von Haus Blegge nach Vierhäuschen zu nicht

---

[1]) Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen etc. und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Sitz.-Ber. naturf. Freunde zu Berlin 17. März 1885, p. 55 ff.

[2]) Das Rheinische Uebergangsgebirge, p. 35.

[3]) Cf. meine Abhandlungen 1895, p. 688, und 1896, p. 191.

[4]) In letzter Zeit konnte ich noch viele Exemplare von *Dielasma Whidbornei* DAVIDS. (= *Terebratula sacculus* MARTIN) sammeln, welche Herr Prof. E. KAYSER die Freundlichkeit hatte zu bestimmen. Von diesem Autor wird das Vorkommen in der Eifeler Crinoiden-Schicht erwähnt in dieser Zeitschr. 1871, p. 368 und 499, auch von E. SCHULZ (l. c. p. 30, 48).

der eigentlichen Mächtigkeit, sondern es sind hochgestaute, zusammengelegte Falten derselben Schicht anzunehmen. Aus diesem Grunde erscheint wohl auch der Dolomit von der Britanniahütte noch einmal und zwar südwestlich von Flora und nach Buchholz zu (im alten KIEPENHEUER'schen Bruche). Auch weist der Sattel, auf dessen Axe die Bahn vor Gladbach verläuft, ebenfalls hierauf hin.

Wie am Horn durch Verschiebung die Schichten mit *U. Paulinae* von S.-N. streichend westlich einfallen, so zeigt sich dieses abweichende Verhalten derselben Schichten auch bei Steeg unweit Dürscheid. Die oben erwähnte südnördliche Verwerfungslinie bei Hebborn geht also dem Verlauf des Strunderbachthales entlang und nimmt bei Dürscheid nochmals die erste Richtung an. Hier ist die Grenze durch das Auftreten einer persistirenden Quelle (hinter dem Steinbruch bei Steeg), besonders aber bei Unter-Steinbach markirt. Direct unterlagernd (wenn wir von einer nur durch einzelne Felsstücke sich verrathenden eisenschüssigen Kalkbank absehen) steht hier das Lindlarer Gestein an, welches sich bis zu einer von Braunsberg nach Berg hinüberführenden Schlucht verfolgen lässt. Hier bei Herkenrath, einem geologisch sehr interessanten Punkte, sind fast alle hiesigen Schichten vertreten: es keilen sich nicht nur diese Grauwacken-Sandsteine, sondern auch der diesem auflagernde Thonschiefer aus, ferner steht nahebei im Hombachthale Ober-Devon an, bei Berg die *Quadrigeminum*-, bei Asselborn die *Hians*-Schichten, welche die beiden vorbenannten mit dem NW. einfallenden Lindlarer Gestein als Gegenflügel der hier eingeengten Mulde umschliessen, und südlich von Herkenrath jenes SSO. einfallende, erzreiche Gebirge, das weiter unten einer besonderen Behandlung unterworfen werden soll. Diesen Störungen ist wohl auch das Auftreten der dortigen Quellen nahebei und nördlich von Herkenrath, sowie die bedeutende Pressung der Schichten, wie sie sich am Wege südwestlich von Asselborn (Berg gegenüber) verräth, zuzuschreiben.

Nach NW. zieht sich nun das die Mulde südlich begrenzende Lindlarer Gestein über Jähhardt, Oberbörsch, Hähn, Oberhausen, Kirschheide, Grunder Mühle, wo auch die Bank mit unzähligen *Rensselaeria (?) caïqua* inmitten der Chaussee vom Dorfe Sülze nach der Grunder Mühle nachweisbar ist, weiter über Büchel (östlich von Kohlgrube), über Ober-Steinbach, Josefsthal u. s. f. nach dem Agathaberg zu bei Wipperfürth.

Der jüngere Grauwacken-Thonschiefer steht bei Biesfeld an der Chaussee-Schleife gut an und hat folgende Abdrücke, aber

auch in einer kalkigen Bank jenseits der Schlucht nach Dahl zu Petrefacten mit erhaltenen Schalen geliefert:

Spirifer subcuspidatus Schnur.
— *undiferus* F. Röm.
— *mediotextus* d'Arch.-Vern.
Modiomorpha westphalica Beush. [1])
Spirifer curvatus Schloth. (?)
Fenestella infundibuliformis Goldf.

Er unterlagert hier wie auch nördlich [2]) bei Brücke unweit Eichhoff direct den oberen Kalk mit *Amphipora ramosa Phillipsi*, welcher vorher bei Miebach (Steinbruch südlich von Katharinaglück, im Felde) noch ziemlich grosse, hier aber sehr geringe Mächtigkeit aufweist (kaum 15 m), als Felsen (im Gebüsch) zu Tage tritt und, stark zerklüftet, in der schmalen Wiese bei der Schleife Erdlöcher veranlasst, durch welche das Wasser entweicht und erst wieder kurz vor Eichhoff zum Vorschein kommt. Die spaltenähnlichen Klüfte lassen also das Wasser ähnlich wie bei Süng bis zum Niveau der naheliegenden Flusssohle fallen.

Erklärlicher Weise stehen die Thonschiefer hier, wie im Sülzthale Hungenbach gegenüber, saiger und deuten durch ihre Wellenstructur den starken Druck an, welchem sie bei der Faltung ausgesetzt waren. Das Einfallen ist SO. Südlich folgt eine zweite, mit dem *Quadrigeminum*-Kalke von Sülze ausgefüllte Falte, welche sich durch diese Koralle über Kohlgrube (Steinbruch südlich und nördlich nahebei) bis nach Schultheis-Mühle verfolgen lässt. An letzterem Orte fällt er nach SO. ein, während der bei Hof Olpe unterlagernde Thonschiefer NW.-Einfallen zeigt. Es mag eine stärkere Faltenbiegung, wie sie nach Lossen (l. c. p. 55) zu erwarten ist, die Veranlassung zu der hier vorliegenden beträchtlichen Verengerung der Mulde von Berg.-Gladbach gegeben haben (bezw. der Specialfalte von Sülze und Verlängerung).

Am südlichen Rande dieser kleinen Mulde bei dem Dorfe Sülze (auf der Wiese südwestlich von dem Kreuzungswege bei Hau) fand ich in einem weichen Thonschiefer

Orthothetes umbraculum v. Schloth. sp.,
Chonetes minuta Goldf.,
Spirifer elegans Stein.,

---

[1]) Diese Bestimmung verdanke ich Herrn Beushausen selbst; nach ihm (Die Lamellibranchiaten des rhein. Devon, 1895, p. 27) kommt diese Muschel vor an der neuen Hardt bei Elberfeld, nördlich von Lössel, zwischen Drolshagen und Olpe.

[2]) Zahlreiche *Sp. mediotextus* wurden auch im Thonschiefer zwischen Holz und Hollweg am Scherfbachthale und bei Altenberg rechts am Wege nach Schöllerhof gefunden.

Strophomena rhomboidalis Wahlenberg,
Stropheodonta interstrialis Phill. sp.,

welche für ein höheres Alter, als die im Thonschiefer an der Schleife auftretenden zeugen; denn die ersteren stimmen mit den Vorkommnissen des Thonschiefers überein, welcher bisher an mancherlei Localitäten, direct dem Lindlarer Gestein auflagernd, von mir gefunden worden ist („Thonschiefer von Breun"). Auch hier treten im Contact mit letzterem mehrere bedeutende persistirende Quellen auf (Verwerfungslinie nach Steinbach. Siefen).

Hier im Osten der Mulde treten demnach folgende, der Reihe nach in südlicher Richtung älter werdende Schichten auf: die Bücheler Kalkschichten, die *Quadrigeminum*- mit den Biesfelder Thonschiefer-Schichten, welche zahlreiche *Sp. mediotextus* führen, die rothen Thonschiefer, die erst bei der Erweiterung der Mulde bei Steeg anstehenden Kalkschichten mit *U. Paulinae,* schliesslich, durch eine deutliche Verwerfungsspalte getrennt, die Thonschiefer von Breun und das Lindlarer Gestein. Es liegt also auch angesichts dieser Lagerungsverhältnisse sehr nahe, die Schichten mit *Uncites Paulinae* für älter als die Bücheler anzusprechen.

Die bereits erwähnte Chaussee, welche der Sülze entlang von der Grunder Mühle aus die gesammte Mulde bis Kürten durchschneidet, hat auch an der Brücke vor Eichhoff die von der Schleife bei Biesfeld streichenden jüngeren Thonschiefer-Schichten aufgeschlossen. Hier zeigen sich ebenfalls unzählige Abdrücke derselben Petrefacten der Torringer Stufe, desgleichen am westlichen, entgegengesetzt einfallenden Flügel, der Pulvermühle gegenüber, bei Brücke. Ihre Mächtigkeit kann weiter auf der Eichhoff gegenüberliegenden Seite des Sülzthales auf dem hier hinter der Brücke neu angelegten Fusswege, der nach Hungenbach zu führt, verfolgt werden. An letzterem Orte an der Wiese steht Kalk an, welcher durch *Amphipora ramosa* Phill., grosse *Bellerophon striatus* Defr. als durch Verwerfung abgetrennte Fortsetzung des Kalkes von Eichhoff auftritt, oder wohl auch als Ablagerung einer zweiten kleinen Falte angesehen werden muss. Auch Eisenstein wurde dort südlich bei Weyer gebergt, wie (in der Gladbacher Mulde) überhaupt in diesen Bücheler Schichten Brauneisenstein-Mulden bekannt sind. (Katharinaglück, Grube Luther. Grube im und oberhalb des Schladethales, bei Nussbaum, bei Kluthstein, Grube Katharina bei Lustheide; aber auch auf gleichem Horizonte bei Schwelm und in der Eifel, so im Girzenberge bei Sötenich.)

Bei Heidschlade in den Anlagen des Herrn Fritz Breidenbach steht dagegen ein thonhaltiger („wilder") Kalk an, welcher nur eine zwischengelagerte Bank darstellt. Südlich am Wege

nach Haus Olpe, wo der von Ober-Selbach einmündet, traf ich wiederum den Thonschiefer an mit vielen Spiriferen, wie bei Biesfeld (Chaussee-Schleife); bei Haus Olpe selbst und zwar in nächster Nähe desselben am Wege nach Löhfeld vor Allem einen Steinkern von *Strigocephalus Burtini* Defr. im Thonschiefer und viele von *Atrypa reticularis* Linn. Die Thatsache, dass der Thonschiefer dieser Mulde, welcher den *Amphipora ramosa* führenden Kalk direct unterteuft, der Strigocephalen-Stufe angehört, findet noch dadurch Bestätigung, dass von hier aus weiter nördlich häufiger jener zumeist rothe, leicht zerfallende thonige Schiefer auftritt, welcher auch durch seinen Farbenwechsel gekennzeichnet ist. Es mögen dies wohl die Schichten sein, in welchen Dewalque [1]) Leitfossilien des Strigocephalen-Kalkes aufgefunden hat, und welche zu den Oberen Vichter Schichten der Eifel bisher gerechnet wurden. Bei Raeren unweit Aachen fand ich ähnliche eisenschüssige Thonschiefer, die *Quadrigeminum*-Schicht direct unterlagernd. Auch sie waren bisher als obere Vichter Schichten angesprochen. Zwischen dieser Schicht und dem Lindlarer Gestein ist hier eine Längsverwerfung anzunehmen, wofür auch die starke Quellenbildung spricht, wie sie z. B. zwischen „Bornen" und Haus Olpe kurz vor dem Pastoratsgebäude auf dem Contact erscheint. Dieser rothe Thonschiefer streicht in unserer Mulde von Petersberg her, bei Broich über den Sülzbach setzend, bis zu einer senkrecht zur Streichungslinie verlaufenden Verwerfungskluft (Schlucht westlich von Kettenberg nach Schwarzeln). Die Grenze wird durch das an der Waldmühle in zwei Brüchen, auch mit einer stark eisenschüssigen Bank von *R. caïqua* durchsetzte, südöstlich einfallende Lindlarer Gestein gekennzeichnet, welches nordwestlich nachweislich bis Wipperfürth fortsetzt, und ebenso hier (am neuen Gebäude des Landrathsamtes), wie zwischen Junker-Mühle und Dahl, wo die Mulde sich mehr verengt, die Bank mit *Rensselaeria (?) caïqua* aufweist. Bei der Junker-Mühle konnte ich wieder, unterstützt durch die Freundlichkeit der Gebrüder Wilhelm und Constantin Breidenbach daselbst, Spiriferen in einer kalkigen Bank an der Sülz sammeln, welche denen an der Chaussee-Schleife bei Biesfeld ähnlich sind und für *Sp. mediotextus* angesprochen werden dürfen. Eingeengt wird die Mulde durch den am südlichen Flügel bei Hollinden (nahe dem Kreuzungspunkte 284 m hoch) sichtlich anstehenden Sattel des Thon-

---

[1]) Annales soc. géol. de Belgique, XVII, p. 75. — Holzapfel, Das obere Mittel-Devon im Rhein-Gebirge, 1895, p. 392. — Winterfeld, Briefl. Mittheilung an Herrn Dames. Diese Zeitschr., 1896, p. 187.

schiefers, hinter dem der Kalk von Benningrath und Peffekoven auftritt.

Bei Eschbach unweit Kürten fanden sich an der Böschung des Weges viele Rhynchonellen, welche, zumeist stark verdrückt und verschoben, zu einer falschen Deutung leicht Veranlassung geben können. Das massenhafte Auftreten dieser Brachiopoden erinnert mich an ein ähnliches im Thonschiefer bei Eitorf an der Sieg (der chemischen Fabrik von Gauhe gegenüber, 10 Schritte hinter der einzelstehenden Scheune zwischen Hombach und Kelder), wo sie aber grösser erscheinen. Eine nähere Bestimmung konnte leider wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht erfolgen.

Die *Rensselaeria caïqua* führende Bank wurde auch bei der Hommer Mühle unweit Kürten (Sattelbildung im Steinbruche sichtbar) aufgefunden. Von diesem Steinbruch aus ist nach Schwarzeln zu ein Kalkzug verfolgbar durch einzelne, im Felde herumliegende Stücke und bei Schwarzeln selbst solche, welche reich an Crinoidenstielen und mancherlei Petrefacten (wie *Pent. globus* etc.) sind. In der Nähe, bei Hau, schwenkt der Flügel plötzlich nach NW. ab und zeigt das abweichende Einfallen nach SW.

Die ältesten, die Lindlarer Schichten, werden also, ebenso wie die vorher erwähnten, in der Mulde befindlichen rothen Thonschiefer hier abgeschnitten, und zwar mit windschiefer Verbiegung so, dass ein Umschlagen der rheinischen Druckrichtung in die relativ jüngere hercynische wohl nachweisbar erscheint. Zwischen Hochscherf und Liesenberger Mühle zeigt sich die Veränderung im Streichen und Einfallen in gleicher Weise (vergl. auch die Lagerung „am Horn“ bei Hebborn, bei Schreibersheide, sowie bei Unter-Leerbach und bei Steeg unweit Dürscheid). Wohl mag hiermit die Schichtenzerreissung im Zusammenhang stehen, deren Richtung durch eine nordsüdliche Verwerfunglinie von der Siebels-Mühle an der Dhünn über Wolfsorth - Kürten - Sülze angegeben werden könnte. Wie oben bereits erwähnt, setzen die Kalkschichten von Eichhoff mit *Uncites gryphus* und *Amphipora ramosa* bei Hungenbach fort, d. h. bei einer Horizontal-Sprungweite von ca. 750 m in nördlicher Richtung, der rothe Thonschiefer am Hause des Bürgermeister-Amtes von Kürten erst bei Enkeln, das discordant einfallende Gestein zwischen Altensaal und Busch bei Huthsherweg - Eulen - Klev. Die Grauwacken-Bank mit *Rensselaeria caïqua* von der Waldmühle, also auf dem östlichen Flügel der vermuthlichen Dislocationsspalte, erscheint nordwestlich bei der Hommer-Mühle wieder. Hier muss demnach, wenn nicht der andere Flügel der Antiklinale vorliegt, eine weitere Störung dazu gekommen sein, vielleicht durch Einsinken der Mulde

von Altensaal-Busch veranlasst. Alles dies steht ferner im Einklang mit der gesetzmässigen Mulden-Verzerrung.

Südlich von Eichhoff, dem Ausgangspunkt der Verwerfung, behalten die einzelnen Schichten dieser Mulde ihre Richtung bei bis zwischen Bilstein und Brombach, wo ebenfalls eine N-S.-Spalte wahrnehmbar ist. Etwas westlich davon verschwinden durch Einsinken unsere Schichten, wie durch eine in gleicher Richtung verlaufende Verwerfung abgeschnitten. Es lagert hieran discordant das weiter unten zu behandelnde Gebirge. Der veränderte Lauf der Sülze, welche zuvor vornehmlich in der Streichungsrichtung floss und wiederholt ein Gleiches erfährt, d. h. abgelenkt wird, wie bei Kaiserau die Gelpe, bei Gummersbach der Sessmar-Bach (wohl auch die Lenne östlich wie westlich von Lethmathe), erhält demnach in dieser Dislocation eine ausreichende Erklärung.

Wir hätten diese N-S-Linie als die Resultirende aus der südöstlichen und der rechtwinklig dazu relativ jüngeren Druckrichtung anzusehen und könnten diese Brüche nicht nur mit dem Netze von sich selbst parallelen Spalten-Gangzügen[1], sondern auch mit der ebenso streichenden Querverwerfung vergleichen, wie sie bei Elberfeld (Kiesberg, Mirke) vorkommen und z. B. R. Stein[2]) bei Hoppke, E. Schulz (l. c. p. 156) an der Grenze des Massenkalkes daselbst im Osten und Westen des Briloner Sattels gefunden und hinter Winterberg zwischen *Orthoceras*-Schiefer und Ober-Devon und an der Grenze der Zechsteinformation im Fürstenthum Waldeck die Uebersichtskarte zur Anschauung bringt. Auch lassen sich wohl diese Verwerfungen mit den nach v. Koenen's[3]) Annahme als Parallelspalten zu der Hauptbruchzone geltenden in Verbindung bringen, welche von den Alpen durch's Rheinthal und Leinethal bis Hildesheim verfolgbar sein soll.

Die rothen Thonschiefer lassen sich nun nach dieser Verwerfung weiter nordwestlich von Hau verfolgen, sie ziehen sich südlich an der Pohlmühle vorbei nach Höhe bei Herweg, über Kramerhof bis nahebei nördlich von Eikamp. Hier ist ein brauchbares Profil an dem Wege nach Oberscheid vor dem Triangulations-

[1]) Cf. Karte der Lagerstätte nutzbarer Mineralien in der Umgegend von Bensberg und Ründeroth. Bearbeitet von Schneider, herausgegeben vom kgl. Ober-Bergamte zu Bonn. 1 : 20000.

[2]) Geognostische Beschreibung der Umgegend von Brilon. Diese Zeitschrift, XII, 1860, p. 208.

[3]) Ueber das Verhalten von Dislocationen im nordwestlichen Deutschland. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A., 1885. — Vergl. auch Rothpletz, Ueber die Rheinthalspalte zwischen Bingen und Trechtlingshausen. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A., 1895 und diese Zeitschr., 1894, p. 694.

punkt (239,6 m). Die Reihenfolge der einzelnen Bänke dieses leicht zerfallenden bunten Thonschiefers ist von dem Hause, welches dem von der alten Wipperfürther Strasse nach Norden rechtwinklig abgehenden Communalwege gegenüber liegt, folgende:

11. ca. 4 m leicht zerfallende, feinkörnige Lette von heller Farbe.
10. ca. 3 m rother Thonschiefer mit sehr schmalem helleren Streifen (auf je 1 m wechsellagernd).
9. 1 m hellgelber, weicher Thonschiefer.
8. 2 m rother Thonschiefer.
7. 1 m mehr glimmeriger, rother Thonschiefer.
6. 1 m hellgrauer Thonschiefer.
5. ½ m rother Thonschiefer.
4. 1 m hellgrauer Thonschiefer.
3. 4 m rother Thonschiefer.
2. 0,3 m festerer Thonschiefer.
1. 2 m rother Thonschiefer.

Auch bei Siefen nördlich von Romaney ist er sichtbar. Ebenso, einen besonderen nördlichen Zug bildend, bei Küchenberg südlich von Odenthal, über Höhe, Wiebershausen, dann südlich von Höffe, von Hollands Mühle, von Amtmannsscherf und durch Unter-Schallemich, also im Wesentlichen südlich am Scherfbache entlang, ferner nördlich der Pohl-Mühle auf dem Wege von Schnappe nach Altensaal, auch von Kleinheide über Herrscherthal nach Ober-Kalsbach. Hier ist der Thonschiefer durch eine Verwerfung von der besonders auffällig roth gefärbten Schicht bei Kürten (Bürgermeister-Haus) abgeschnitten.

Zwischen diesem letzteren Streifen und dem zuerst genannten lagert ein Kalk mit unzähligen *Cyathophyllum quadrigeminum* Goldf. wie bei Hollweg an der Quelle (südlich einfallend) nach Strassen zu, wo er im Walde ansteht, über Ober-Käsbach, zwischen Ober-Schallemich und Oberscheid streichend; sichtlich derselbe Kalk ist es bei Rossau unweit Herweg in einem Bruche, welcher in dem im Felde befindlichen Busche angelegt ist. Weiter nördlich zieht sich der rothe Thonschiefer über Rodenberg bei Bechen nördlich der Hohen-Mühle, hinter der nach Müllenberg zu bei der ersten Biegung des Communalweges rechts an der Böschung des Weges wieder zahlreiche Abdrücke von *Spirifer mediotextus* d'Arch.-Vern. gesammelt werden konnten, über Richerzhagen, zwischen Eisenkaul-Stockberg einerseits und Kotzberg andererseits nach Weiden, Morteln, Enkeln nach Ober-Laudenberg.

Wie diese wohl durch Querverwerfung abgetrennten Schichten

starke Störungen verrathen, so auch der plötzliche Wechsel im Streichen der Schichten bei Hochscherf im Steinbruche zwischen hier und der Liesenberger Mühle. Entsprechend dem früher schon erwähnten Wechsel der Streichungsrichtung „am Horn“ bei Hebborn und bei Steeg etc. (siehe oben), so zeigen auch hier die Thonschiefer - Schichten mit wechsellagernden festeren Sandsteinen, welche mit dem Lindlarer Gestein nicht verwechselt werden dürfen, ein abwechselndes Streichen von SO. - NW. und ein SW.-Einfallen. (Der Ueberblick über die gesammte Lagerung ist von Bechen aus und zwar von der Chaussee zwischen Schnappe und Neuenhaus geboten.) Alle diese Schichten sind von einem Sattelrücken begrenzt, welcher sich im NW. über Grosseheide, inmitten zwischen Richerzhagen und Viersbach, über die Chaussee zwischen der Königsspitze und Kotzberg erstreckt, südlich bei Meisswinkel vorbei (Triangulationspunkt 263,6 m), nördlich von Huthsherweg, woselbst im Steinbruch ein deutlicher Satteldurchschnitt, ebenso bei Wolfsorth (kleiner Bruch südöstlich an der Chaussee), Dörnchen (auch hier am Wege entblösst). Später geht die Chaussee bei Wipperfeld vorbei, ebenfalls über diesem sichtlich auf der einen Seite nach SW., auf der anderen nach NO. abfallenden Schichtenkuppe. Ueber das bei Altensaal und zwischen Huthsherweg und Laudenberg sich erstreckende, hier durch eine spiesseckige Verwerfungslinie (Verlauf der Chausse nach Dhünn) vom Thonschiefer von Breun abgeschnittene Gestein siehe weiter unten.

Der mehrfach erwähnte Torringer-Sattel bei Paffrath scheint mir mit dieser Antiklinale in Zusammenhang zu stehen. (Die Grenze des Kalkes und Lenneschiefers bei Selsheide geht durch Heidgen, wie beim Ausschachten eines Brunnens dort festgestellt wurde.) Die *Quadrigeminum*-Kalkschicht zwischen der Dhünn und dem Scherfbach fällt NW. ein (auch in der Dhünn daselbst vor Odenthal und über Kückenberg hin verfolgbar) und deutet den Bau einer Specialmulde, in welcher Odenthal liegt, an; denn zwischen hier und Altenberg zeigt der Thonschiefer wieder südwestliches Einfallen.

Die hierauf folgende Mulde, welche nördlich von der Antiklinale bei Grunewald und dem Wermelskirchener Sattel, auf dessen Axe die Bahn verläuft, begrenzt ist, auch beispielsweise bei Bellinghausen und von der Markus-Mühle nach Luchtenberg, jene rothen Schichten südlich und nördlich vom Eifgen - Bache zeigt, wird ziemlich regelmässig in der Streichungsrichtung durchzogen von der Dhünn; diese Synklinale besteht ebenfalls aus diesem stark eisenschüssigen, rothen, aber auch abwechselnd buntgefärbten Thonschiefer, welcher zwischen Grunewald nach Schir-

pendhünn von O.-W. streicht und nach Süden (unter 48° bei Klever-Mühle) im grossen Bruche bei Schirpendhünn (unter 63°) einfällt. Auch sie schliessen eine Kalkbank mit *Cyathophyllum quadrigeminum* GOLDF. ein, so bei der Plätz-Mühle. In dem Bruche des Herrn SIEPER (ebenfalls Str. O.-W., südl. Einf. unter 65°) ist ausgezeichnete Wellenstructur auf dem sehr festen blauen Thonschiefer, der in ziemlich dicken Platten ansteht, zu beobachten; in ihm finden sich Concretionen von bedeutender Grösse. Versteinerungen (Rhynchonellen, Gastropoden etc.) sind zwar häufig, aber wegen starker Zerdrückung nicht bestimmbar.

Nördlich der Wermelskirchener Antiklinale tritt ein interessanter Wechsel ein in unserem durch vielfache Wiederholung gleichalteriger Sättel dargebotenen geologischen Bilde. Es erscheint durch Dislocation (Quellen der „Thalsperre") älteres Unter-Devon — ähnlich wie der Cambrium-Rücken des Hohen Venn mit den südlichen ältesten Ablagerungen des Taunus — eine riesige Mulde mit deutlicher entwickelter Süd-Hälfte in der Spannweite von ca. 150 km abschliessend, in welcher, vielleicht schon in der Zeit der haupsächlichsten Faltung, zwischen Mittel- und Ober-Carbon, als erste vornehmliche Druckwirkung die Bildung der secundären grossen Devon-Mulde zwischen dem Siegener und Remscheider Sattel erfolgte. Sowohl nördlich von ersterem (bei Olpe) und zwar hier auf Coblenzschichten ruhend, wie südlich von letzteren (bei Lüdenscheid, s. oben) ist *Spirifer cultrijugatus* und dazwischen mit Sicherheit nur jüngeres Devon nachgewiesen.

Näher auf diese nördlicher gelegenen Schichten einzugehen, verbietet der Rahmen dieser Abhandlung.

Das Lüderich-Gestein.

Verfolgt man nach Westen zu die angeführten Schichten, am besten auf dem Sattelrücken südlich der Gladbacher Mulde, so fällt auf, dass diese alle plötzlich abschneiden. Es legen sich in discordanter Auflagerung Schichten an, deren Reste an geschützten Orten, wie in tiefen, kesselartigen Thälern eingeengt, sowohl wie auf Bergeshöhen freilagernd, hier und da bereits vorgefunden werden konnten. Diese bedeutend jüngeren Schichten bestehen zumeist aus grobkörnigem, glimmerreichem Sandsteine, häufig mit geringem Bindemittel, der entweder rein weiss oder gelblich weiss, aber auch, obwohl selten, roth und violett erscheint. Beim ersten Anblick und bei unbefangener Beurtheilung kann man der Versuchung nicht widerstehen, diese, wenn auch mitten im devonischen Lenneschiefer-Gebiet auftretenden Schichten dem Buntsandstein zuzurechnen. Man braucht auch nur die aus solchem Materiale erbauten Gebäude gesehen zu haben.

Wiewohl dieses Gebirge wegen des Abbaues auf Bleiglanz und Zinkblende (auch auf Kupfer, Nickel, Silber und Quecksilber) eine hervorragende technische Wichtigkeit besitzt, so ist über die Verbreitung in unserer Gegend und über das Alter dieser Schichten in der Literatur sehr wenig zu finden. Neuerdings hebt Stockfleth [1]) in dieser Hinsicht besonders hervor: „Die Ursache, sowie die Art und Weise der Entstehung und Bildung dieser vorbeschriebenen Erzlager zu erklären, ist eine ebenso schwierige als dankbare Aufgabe.“ . . . . (p. 128) „Hinsichtlich des geologischen Alters ihrer Entstehung lässt sich auch nach dem heutigen Stande der geologischen Wissenschaft und auf Grund der aus den vorhandenen Aufschlüssen insgesammt gewonnenen Beobachtungen und Wahrnehmungen nur anführen, dass die Anfänge ihrer Bildung jedenfalls jünger sein müssen, als die Zeit der ersten grossen geologischen Dislocationsperiode, während welcher die hauptsächlichste Gebirgsfaltung erfolgte. Es ist mit Sicherheit anzunehmen, dass die Erzlager erst nach der Zeit der Ablagerung des Rothliegenden entstanden sind. Zu einer wünschenswerthen genaueren Altersbestimmung und Angabe der Zeitdauer ihrer Bildung fehlen indess zur Zeit noch jede weiteren Anhaltspunkte.“ Diese sucht Stokfleth in erster Linie auf dem Gebiete der chemischen Geologie. Auch Buff [2]) trennt diese Schichten vom Lenneschiefer nicht und spricht seine Ansicht über die Natur des Gesteins dahin aus, dass es als unzweifelhafte, aber veränderte Schichten des Lenneschiefers erkannt werde. Dies wird nun vom Verfasser in gewisser Hinsicht zugegeben. Denn dass die neue Masse klastischen Gesteins, welches von einem jüngeren flachen Meere in den tief in das Grauwacken-Festland einschneidenden, die Meeresfluth stauenden und zum Absatze ihres Schlammes nöthigenden Buchten, überhaupt von der damals noch ausserordentlich unebenen Bodenoberfläche abgelagert wurde, und zunächst zumeist dem Untergrunde dieses Festlandes selbst entstammt, d. h. „aus zersetztem Thonschiefer mit Bruchstücken von Grauwacke und Schiefer“ [3]) gebildet wurde, leuchtet ein, und diese treten auch häufig nur allein auf, zumal wir es hier oft nur mit den nach der Denudation verbliebenen geringen Resten eines früheren Gebirges von grösserer Mächtigkeit zu thun haben. Die im Hangenden angetroffenen Schichten sind aber anderer Natur.

---

[1]) Die geographischen, geognostischen und mineralogischen Verhältnisse des südlichen Theils des Oberbergamtsbezirks Dortmund. Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf., Jahrg. 52, 1895, p. 126.

[2]) Beschreibung des Bergreviers Deutz, 1882, p. 42 unten (p. 46 u. a. Orts).

[3]) „Hervorzuheben ist aber die schichtenförmige Anordnung“, (l. c., p. 41).

Es ist ja, wie überhaupt in der triadischen Binnenmeerbildung Deutschlands, so auch insbesondere im rheinischen Buntsandstein die Unregelmässigkeit und Unbeständigkeit, die Eigenthümlichkeit des Mangels durchgehender Horizonte bezeichnend, und es deutet das heteropische Auftreten auf den öfter wechselnden Einfluss des nahen Festlandes und auf ein flaches Meer hin. In Uebereinstimmung mit BENECKE[1]) sind einzelne Binnenmeere deshalb noch nicht anzunehmen.

Sollte der grobkörnige, reinweisse Sandstein wirklich aus dem feinkörnigen Grauwacken-Sandstein in loco entstanden sein? Und woher sollte gerade der hierin so auffällig erscheinende Erzreichthum stammen?

Wollten wir nun einen Versuch zum Nachweise, dass das erzreiche Gebiet ein viel jüngeres und zwar triadisches Alter besitzt, durchführen, so dürfte sich in erster Linie die Thatsache aufdrängen, dass das Gebirge discordant auf den vorher besprochenen Schichten des Lenneschiefers und des Kalkes, welche den Gebirgskern ausmachen, sogar übergreifend auflagert[2]) und zwar bald auf Lindlarer Gestein, bald auf dem „Thonschiefer von Breun" mit den Petrefacten der unteren *Calceola*-Stufe (bezw. *Cultrijugatus*-Stufe), bald auf dem jüngeren Thonschiefer, wie auch an der Sieg auf Unter-Devon. Die discordante Auflagerung ist von mir auf dem Contact fast in der gesammten Erstreckung der Grenzlinie in unserem Reviere nachgewiesen, direct im Profil sichtbar ist sie in dem neuen Einschnitt der kleinen Bahn, welche von Engelskirchen nach Marienheide führt, nämlich im zweiten Bahneinschnitt hinter dem ersten Hammer bei Engelskirchen vor Blumenau an der Leppe. Hier ruht, schon von der Chaussee aus wegen des Farbencontrastes bemerkbar, der weisse, grobkörnige Sandstein SSO. einfallend unter 42^0 auf dem unter 19^0 südöstlich einfallenden Thonschiefer. Auch hier tritt im Contact eine, wenn auch der kleinen Verhältnisse wegen unbeträchtliche Quelle hervor. Der unterlagernde Thonschiefer-Sattel bleibt dann bei NW.-Einfallen bis in der Nähe des Bahnhofes von Engelskirchen verfolgbar.

Das Lindlarer Gestein des südlichen Gladbacher Muldenflügels reicht, wie bereits oben bemerkt, bis kurz vor Herkenrath. Hier tritt bei Scheid, Braunsberg plötzlich der weisse Quarzitsandstein auf, die Grenze ist stets durch die starke Quellenbildung verfolgbar. Erst westlich von Bensberg bei der Pump-

[1]) Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Abhandl. z. geol. Specialk. v. Els.-Lothr., I, (4), 1877.

[2]) Die Annahme einer Ueberschiebung älterer Schichten (cf. hierzu besonders ROTHPLETZ, Geotektonische Probleme, 1894) lässt die vielseitige Beobachtung nicht zu.

station der für die Kadettenanstalt vor ca. 3 Jahren gegründeten Wasserleitung wurde unter dem weissen bezw. bunten grobkörnigen Sandsteine der Thonschiefer mit zahlreichen Abdrücken von *Orthothetes umbraculum* Oehlert, grossen Crinoiden-Stielgliedern etc., ungefähr in der Teufe von 20 m angebohrt, wieder angetroffen. In den Seitenstollen stiess man auf den Kalk, welcher von Frankenhorst her streicht, und westlich von Bensberg auf dem Wege nach dem österreichischen Kirchhofe in derselben Steichungsrichtung ab und zu controllirt werden kann. Sehr bald zwischen diesem und dem französischen Kreuze lässt sich wieder die transgredirende Auflagerung des rothen, auch auffällig bunten, leicht verwitterbaren, grobkörnigen Sandsteins beobachten.

Ausser bei Oberkülheim, Scheurenhöfchen, Voisskülheim und Hasenbüchel, wo Thonschiefer, und bei Brodhausen, wo das von der Keppler - Mühle streichende Lindlarer Gestein abgeschnitten wird und in der Breite der vom Lenneferbach der Länge nach durchfurchten Mulde (von Ober - Külheim nach Brodhausen) eine in die vermuthliche Triasbucht hervorragende Landzunge gebildet ist, nimmt das fragliche Gestein beinahe den ganzen Umfang des Blattes Overath ein. Auch die sich östlich anschliessende Section Engelskirchen, auf welcher Blissenbach als die jetzt bedeutendste Grube erwähnenswerth ist, lässt nördlich nur die bei Rommersberg zwischen dem Horpe-Bach und der Leppe bei Engelskirchen herabkommende Schlucht das Lindlarer Gestein und auf der anderen Seite der Leppe den bereits erwähnten Thonschiefer zwischen dem Lepperhammer und Blumenau erkennen, dann lagert hierauf direct der weisse Sandstein bis Bickenbach und zwar kurz vor der Papiermühle eine schmälere Bucht ausfüllend. Gegenüber der Grube Madonna bei Haus Leppe, welche schon zum Erliegen gekommen ist, befindet sich der 500 m lange Stollen von Neu-Moresnet No. 4. In diesem ist ein interessantes Vorkommen eines Minerales zu verzeichnen, welches nach einer vorläufigen Untersuchung des Herrn Dr. M. Koch als ein quarzfreier Keratophyr mit Aschenstructur bestimmt ist.[1] Es würde sich demnach um ein paläovulkanisches Effusivgestein handeln. Angesichts der bedeutenden Dislocationen, Faltenpressung und Verwerfung, von denen ich mich an Ort und Stelle überzeugen konnte, dürfte wohl auch die Annahme eines durch Dislocations-Metamorphismus veränderten Schieferthones Berücksichtigung finden.[2] Denn abgesehen von der 140 m weiten Verwerfung des

[1] Cf. Heusler, Sitz.-Ber. niederrhein. Gesellsch., 1897, p. 106 und Kölnische Zeitung, Sonntags-Nr., 528, 2. Beilage vom 6. Juni 1897.

[2] Cf. Lossen, Ueber die Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sog. Flaserporphyre in Westfalen und Nassau. Sitz.-Ber. naturf. Freunde, Berlin 1883, p. 265.

Erzganges selbst[1]) sind zwei nord-südliche Dislocationslinien vom Remshagener Steinbruch über Haus Leppe nach Neu-Moresnet und von der Horpe herab zu verzeichnen, die unseren Punkt nahe einschliessen. Das interessante Mineral liegt genau südlich von der süd-nördlichen Dislocationsspalte bei Kaiserau.

Der in den Gruben auftretende Schieferthon von bisweilen sehr auffällig bunter Farbe unterscheidet sich sehr von dem vielfach vorher erwähnten Thonschiefer: ersterer enthält reichlich viel Kaolinit-ähnliche Silicate, ist viel milder, entbehrt des Bindemittels jenes und zerfällt besonders mit Wasser leicht in reinen Thon, er dürfte besser als Schieferthon (Voigt, Werner) bezeichnet werden; es ist derselbe, welcher als Lettenbesteg mit den Erzen zusammen vorkommt und ähnlich dem, welcher in der Triasmulde von Commern-Zülpich-Mechernich[2]) verbreitet ist.

Südöstlich ist dann wieder Thonschiefer des Lenneschiefers (s. str.) bei Ober-Büchel, Kaltenbach nach Haus Ley zu streichend, wo er der Brücke gegenüber an der Chaussee zu beobachtet wird, und bildet mit dem bereits erwähnten Kalkstein der Krümmel, dem älteren Thonschiefer und Lindlarer Gestein (grosser Steinbruch bei Ründeroth) eine weitere östlich hervorstehende Landzunge, welche von Kaltenbach nach Schnellenbach (N-S.) verläuft. Im Stolln Therese bei Ohl und Grünscheid a. d. Agger wurde auch Kalkstein (theilweise sehr eisenschüssig) unterlagernd angetroffen, welcher durch die vielen Crinoiden und mannigfachen Petrefacten wohl als jenem Grenzhorizont unter dem Strigocephalen-Kalke angehörig erscheint. Die Discordanz mit dem auflagernden, erzführenden Gestein ist hier wieder leicht sichtbar. Es kann angesichts dieser Lagerungs-Verhältnisse nicht auffallen, dass bald Lindlarer Gestein, bald Thonschiefer, bald Kalk inselartig aus oder in dem weissen Sandsteine hervorragt. Dieses Gestein möchte ich Lüderichgestein nennen wegen des vorzüglichen Vorkommens daselbst, besonders aber aus historischen Rücksichten. Die Grube Lüderich war, bevor Blissenbach die augenblicklich erreichte Bedeutung erlangt hatte, seit alten Zeiten die hervorragendste rheinische Blei- und Zinkerz-Grube. Dem Lüderich gegenüber bei Mittel-Auel zeigt sich, von O-W. streichend mit nördlichem Einfallen bei 35^0, der unterlagernde Thonschiefer, während nicht weit entfernt bei Buchholz in den drei im Walde nahe zusammenliegenden Steinbrüchen auffällig discordant, unter

---

[1]) Cf. Heusler, l. c., p. 106.

[2]) Cf. auch Blanckenhorn, Die Trias am Nordrande der Eifel, 1885, p. 25; vornehmlich v. Dechen, Erläuterungen der geol. Karte der Rheinprovinz u. Westfalen, 1884, II, p. 327.

71° das Einfallen festgestellt werden konnte[1]; auch kurz vor Daubenbüchel, vor der Halde der kleinen Grube Grünewald ist ein Bruch mit Grauwacke. dann folgt eine persistirende Quelle, hiernach ist grobkörniger Sandstein zu beobachten. Ferner nahe bei Overath auf der Chaussee nach Heiligenhaus zu steil einfallend (NO.), SO.-NW. streichend, während bei Heiligenhaus selbst flachlagernd das aufliegende Lüderichgestein beobachtet werden kann. Auf den Höhen finden wir diesen Sandstein zumeist flachgelagert (Transgression) und oft nur in dünnen Lagen, so zwischen Lockenbach und Kreuzhäuschen bei Wüsterhöhe und auf dem Wege von Heiligenhaus nach letztgenanntem Orte, auch hinter Hufenstuhl rechts an der Chaussee (nördlich einfallend), ebenso Meegen gegenüber an der Chaussee.

Die gesammte Lagerung dieses Gesteins stellt also eine muldenartige Ausfüllung des hier im Westen nach dem Rheinthale zu durch Senkung plötzlich abfallenden Schichtencomplexes dar. In dieser Synkline ragt der 261,65 m hohe Lüderich, dessen Rücken am südlichen Ende wegen seines schwer verwitterbaren Gesteines noch 171 m über dem tiefen Stollen der Grube Bergsegen steht, als höchster Berg der Umgebung hervor, eindringlich sprechendes Zeugniss ablegend für die ehemalige grossartige Mächtigkeit der Anfüllung der Mulde und der gesammten Buntsandstein-Decke des Bergischen. Diese Ausfüllung muss naturgemäss der discordanten Lagerung wegen bedeutend jünger sein, mindestens postcarbonisch. Dass sie dem Rothliegenden angehören sollte, dafür lässt sich keinerlei Anhalt finden.

Erklärlicher Weise ist dieser leicht verwitterbare Sandstein durch tiefe Schluchtenbildung ausgezeichnet, vor Allem fallen die Schichten sehr verschieden ein, entsprechend dem häufigen Wechsel in der Streichungsrichtung, z. B. bei Hof Nallingen auf der Höhe bei Immekeppel N.-S., Einf. O., gegenüber bei Buchholz O.-W. Ebenso wechseln die häufig senkrecht zum Schichtenstreichen verlaufenden Erzgänge (vergl. hierzu Buff, l. c.) Die Streichungslinie verbleibt aber auch, wie zumeist in der Eifeler Trias, regelmässig (SO.-NW.).

Das abweichende Verhalten findet wohl dadurch seine Erklärung, dass die Ablagerung dieser Schichten nach dem Beginne der intercarbonischen Faltenbildung des Grundgebirges erfolgte und deshalb in der folgenden Dislocationsperiode vielfache Brüche und Klüfte, wie sich dies durch die zahlreichen, am Gestein sichtbaren Rutschflächen (Harnische, Frictionsstreifen) kennzeichnet,

---

[1]) Vergl. auch Buff, Beschreibung des Bergreviers Deutz, p. 41 unten.

durch weiteres Zusammenstauen verursachte. Die weichen Schieferthone haben die vielfachen Biegungen und Faltungen vermöge ihrer höheren Plasticität häufig mitmachen können, während der ungleich sprödere Sandstein Sprünge und Klüfte bilden musste.

Dass die Erzführung sich auch, obwohl in relativ unbedeutender Weise, auf das Nebengestein ausdehnt, dürfte beweisen, dass durch den vorwiegend von SO., aber wohl auch von SW. wirkenden Druck auch das direct unterlagernde Gestein des hochgestauten Lenneschiefers tiefe Spalten und Risse, bezw. Verwerfungsklüfte, die häufig senkrecht zum Streichen verlaufen, erhalten hat. Ist nun das auflagernde Muttergestein beispielsweise durch die grossartige Denudation der späteren Perioden entfernt, so muss der directe Nachweis des Alters der Erzgänge insofern schwierig werden, als man dann nur auf die vereinzelten versteckten Anzeichen im Schotter des Besteges etc. angewiesen ist. So möchte ich auch das Vorkommen dieser Erze im Kalkstein des Lenneschiefer-Gebietes erklären (Galmei im Kalkstein, aber Blende im Lenneschiefer). Hier wird es bekanntlich meist nur in oberflächlichen Vertiefungen des dolomitischen Gesteins (wie in der Grube Katharina bei Lustheide, auch ähnlich bei Iserlohn) in trichterförmigen Lagern angetroffen, wie im Dolomit auf Humboldt und Margaretha Josepha, Neue Hoffnung, in den Grubenfeldern Carolina-Zeche und Wilhelminen-Zeche [1]). Dass theilweise die Erzgänge ein jüngeres Alter, vielleicht tertiäres vermuthen lassen, spricht nicht gegen unsere Ansicht über das Alter dieses Muttergesteins.

Der Erzgehalt hat sich nach meiner Ansicht mit dem Sandstein zu gleicher Zeit aus dem Meere niedergeschlagen, wie dies nicht nur das Mechernicher locale Knottensandstein-Vorkommen, sondern auch das hiesige zu beweisen scheint. Ob sich nun das Erz durch vorheriges Auslaugen Kohlensäure-haltiger Wässer oder durch Dislocations- bezw. Regional-Metamorphismus im krystallisirten Zustande oder nach Stelzner durch heisse Quellen oder in anderer Weise abschied, sind Fragen, welche mit Vorsicht von Fall zu Fall zu beurtheilen sind, übrigens hier nicht discutirt werden sollen. Im Allgemeinen neige ich mich der Ansicht zu, dass diese Gangausfüllungen nicht nach der Lateral-Secretions-Theorie Sandberger's, sondern vornehmlich als Wirkung der Infiltration aus den früher in bedeutender Mächtigkeit vertical darüber befindlichen jüngeren Schichten anzusehen sind.

Ausser der discordanten Auflagerung, dem Aussehen des in der Regel weissen, selten bunten grobkörnigen Sandsteins mit zumeist

[1]) Buff, l. c., p. 79, 80.

schwachem Bindemittel und der Beschaffenheit des Schieferthones, welcher in der Trias-Mulde Mechernich-Commern-Zülpich ebenfalls vorkommt, könnte man noch einen weiteren Beleg in dem Vorkommen von thonigen, kugeligen Bildungen verschiedener Färbung erblicken, welche fast in allen jenen Gruben, hier seltener, dort häufiger (wie in der Grube Blissenbach, Berzelius) vorkommen. Sie werden hier von den Bergleuten Bergeier, Bergnieren, Grauwackenknollen etc. genannt und machen den Eindruck, als wären sie durch Rollen im flachen Wasser entstanden. Aehnliche Bildungen fand ich in den Mechernicher Gruben. v. DECHEN[1]) führt diese Concretionen von Mechernich mit dem Localnamen „Eisentuten" auf. Zum weiteren Beweise liesse sich der Umstand anführen, dass Conglomerate ähnlich der linksrheinischen Trias-Mulde hier vorkommen, so am Heidenkeller am und im Lüderich[2]). Am deutlichsten habe ich diese an der Sieg bei Eitorf bei der alten Grube Silberseifen (NO.-SW., Einf. SO. unter 45 ^{0}) angetroffen. Hier ist das neben dem weissen Quarzitsande vorkommende feste Conglomerat ziemlich mächtig und zieht sich von dort über Hückenböl, wo eine bedeutende persistirende Quelle im Contact heraustritt, nach dem Aussichtsthurm von Höhenstein hin in der Richtung des Gangstreichens. Den weissen, geschichteten, plattigen Sandstein traf ich in fast allen grösseren Zink- und Bleierz-Gruben des Siegthales an, von Eitorf, woselbst sich ca. 13 kleinere befinden, bis hinauf in die Nähe von Siegen, zu der Grube Neue Hoffnung bei Wilnsdorf, aber auch in der Grube Aachen bei Ruppichteroth an der Bröl, ebenso, wie bereits angegeben, in sämmtlichen des Aggerthales und an der Sülze. Auch bei Ems fand ich ein vermuthlich triadisches Conglomerat[3]), welches aus abgerundeten, quarzitischen Rollstücken von ziemlicher Grösse und feinkörnigem, quarzigem Bindemittel besteht, ausser dem vielfach Verwitterungsproducte, kleinere Fragmente von Buntsandstein, welch' letztere freilich durch tertiäre oder diluviale Wässer dorthin gelangt sein können.

Ob das überaus feste, in grossen Felsen anstehende Quarz-Conglomerat mit abgerundeten Geröllen, kieseligem Bindemittel, wie es an der Gladbach-Bensberger Chaussee besonders bei der Director-Wohnung der Zinkhütte ansteht, hierher gehört, vermag ich mit Sicherheit noch nicht zu entscheiden; vorab bin ich geneigt, es für tertiär anzusprechen.

---

[1]) Erläuterungen zur geolog. Karte der Rheinprovinz, II, p. 326.

[2]) Ein geschliffenes Handstück von hier ist auch im Bureau des kgl. Oberbergamtes zu Köln (bei Herrn Oberbergrath BRÜNING) deponirt.

[3]) Dieses soll nach Aussage des Herrn Markscheiders HANKEL in Ems in den Gruben daselbst vorkommen.

Die von v. DECHEN[1]) angeführten Conglomerate des Lenneschiefers bei Opladen-Reusrath, Förstgen, Leichlingen, auch die von mir bei Balken unweit Haus Vorst gefundenen, sind entschieden anderer Bildung, sie zeichnen sich durch die vielfachen Uebergänge aus dem porphyroiden Charakter bis zum echten Thonschiefer aus. Aber die von F. RÖMER[2]) erwähnten Conglomerate zwischen Iserlohn und Werl, welche aus gerundeten, durch ein eisenschüssiges Bindemittel lose verbundenen Geröllen bestehen, könnten recht wohl mit triadischen verglichen werden. In und nahe bei Iserlohn ist ein Bergwerksbetrieb auf Bleiglanz, Zinkblende bis vor Kurzem im Betriebe gewesen; jetzt geht er jedoch hauptsächlich nur noch auf Schwefelkies um. Diese Erze kommen in dem zerklüfteten, theilweise dolomitisirten Strigocephalen-Kalke, in welchem sich auch die Dechen-Höhle bei Letmathe befindet, vor. Die Bundsandstein-Formation ist hier in der Mitte zwischen Iserlohn und Werl, bei Menden, auf der v. DECHEN'schen Uebersichtskarte verzeichnet.

Des nur scheinbar vereinzelten Auftretens eines wohl hierher gehörigen Gesteins soll hier noch gedacht werden. Zwischen Spich und Troisdorf ragt ein seines Aussehens wegen Hohl- oder Huthstein genannter grosser Felsblock aus dem ihn umgebenden Sande heraus. Dieser hat wegen seines isolirten Vorkommens und seiner Gestalt Veranlassung zu mancherlei sagenhaften Erzählungen gegeben, welche v. ZUCCALMAGLIO[3]) einer Beschreibung gewürdigt hat. Bei näherer Besichtigung der localen Verhältnisse zeigt sich indess, dass nicht weit davon 4 andere Felsblöcke von fast gleicher Grösse aus dem Sande herausstehen und dass alle im regelmässigen Streichen und Einfallen übereinstimmen, so dass man wohl geneigt sein könnte, sie als hervorstehende Bergkuppen, als Fortsetzung des nordöstlich anstehenden, gleichbeschaffenen Lüderichgesteins anzusehen, falls nicht die Unterlagerung tertiären Thones später nachweisbar wird. Es lag nun nahe, in der Richtung des Streichens weiter jenseits des Rheines das ältere Grundgebirge aufzusuchen. Dieses, bei Roisdorf vorhandene, wird auf der v. DECHEN'schen Karte, von HEUSLER 1895, (Section Köln) als Coblenz-Schicht angegeben. Ebenso wird von L. Overzier[4]) die betreffende Ablagerung bei Roisdorf als Unter-Devon ange-

---

[1]) Erläuterungen der geol. Karte von Rheinland, II, p. 149. — cf. Beschreibung des Bergreviers Düsseldorf, p. 90 unten.

[2]) Das rheinische Uebergangsgebirge, 1844, p. 3.

[3]) „MONTANUS", Die Vorzeit der Länder Cleve-Mark, Jülich-Berg und Westfalen, I, herausg. von WILH. V. WALDBRÜHL 1870, p. 141.

[4]) Die topogr. geogr. Verhältnisse der Strecke Bonn bis Bühl, 1868, p. 8—11.

sprochen, aber ohne irgend welche Belege. Das aus weissem, festem, quarzitischem Sandstein bestehende Grundgebirge ist beim Bauen des Gasthauses Germania von Herrn Weber angetroffen und hat grosse Aehnlichkeit mit dem unserigen rechtsrheinischen. Auch die hier auflagernden mächtigen, tertiären Ablagerungen lassen den Untergrund errathen durch die vielen gewaltigen Blöcke aus dem Bundsandstein, so vor der Grube St. Sebastians und Maria (60 Fuss tief).

Schliesslich soll nicht unerwähnt bleiben, dass südlich bei der Geschossfabrik zu Siegburg in 56 m Tiefe in einer Sandschicht eine schwache salzhaltige Quelle[1]) erschroten ist.

Bei dem recht fühlbaren Mangel an deutlichen paläontologischen Belegen, welcher vielleicht in dem früheren Vorhandensein der Solutionen giftiger Metallverbindungen seine Erklärung findet, glauben wir doch berechtigte Hoffnungen hegen zu dürfen, dass sich in einzelnen erzfreien Schichten mit der Zeit bestimmbare Abdrücke auffinden werden, besonders wenn in systematischer Weise auf die Beachtung solcher hingewirkt wird. In der Grube Neue Hoffnung bei Wilgersdorf unweit Siegen wurden auf der 220 m-Sohle in einem festen Schieferthon vom Obersteiger Zoeller und Herrn Forneberg daselbst Pflanzenabdrücke gesammelt, welche Herrn Geh. Bergrath Gerlach, dem Vorsteher der Bergschule in Siegen, übergeben wurden. Genannter Herr hatte die Liebenswürdigkeit, mir die Abdrücke zur Besichtigung zuzusenden, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank auszusprechen nicht verfehlen möchte. Auf den ersten Blick erhält man den Eindruck, dass diese Abdrücke wesentlich verschieden sind von den Algen-ähnlichen, welche häufig im feinkörnigen Grauwacken-Sandstein unseres Revieres auftreten und vielleicht nur Druckerscheinungen sind; man sieht, dass es sich hier um höhere, kräftige Stengel bildende Pflanzen handelt, aber eine nähere Bestimmung derselben wird angesichts des ungünstigen Erhaltungszustandes wohl kaum möglich sein.

Wohl mögen die undeutlichen, nicht bestimmten Pflanzenabdrücke „impressions of stems and leaves“ aus dem Aggerthale unseren Schichten entstammen, welche bereits Sedgwick und Murchison[2]) erwähnen, höchstwahrscheinlich auch die nach Buff

[1]) Cf. Buff, Beschreibung des Bergreviers Deutz, 1882, p. 18 inmitten.

[2]) Sedgwik and Murchison, On the Distribution and Classification of the older or Palaeozoic Deposits of the North of Germany and Belgium etc., 1844, p. 262. — Ueber Piedboeuf's *Sargassum Decheniamum* von Gräfrath vgl. Solms-Laubach: Ueber devonische Pflanzenreste aus den Lenneschiefern der Gegend von Gräfrath am Niederrhein. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A., 1894, p. 91 des Sep.-Abdr.

(l. c., p. 12 oben) zuweilen im Lüderich vorkommenden, nicht bestimmbaren Pflanzenabdrücke.

Sind wir nun betreffs der genauen Altersbestimmung und wichtiger Fragen über die Entstehung der Erzgänge noch weit entfernt, allem Zweifel enthoben zu sein, so bieten immerhin die oben mitgetheilten Ergebnisse der Forschung einigen Anhalt bei der Frage über die Herkunft[2]) unserer Erzanhäufung und bei der Beurtheilung bergmännisch-practischer Fragen, so dass unter Rücksichtnahme auf diese gefundenen Thatsachen sicherer für die Praxis entweder keine Hoffnungen erregt werden, welche doch zu aussichtslosen Unternehmungen führen, oder mit grösserer Aussicht auf günstigen Erfolg neue Versuche empfohlen werden können und solche, in deren Ausführung gerade die Erhaltung grosser und alter Anlagen beruht.

Wenn wir nun unsere Beobachtungen zum Schluss zusammenfassen, so erhalten wir folgende allgemeine Resultate:

Das gesammte Lenneschiefer-Gebiet zeigt steil zusammengeschobene, theilweise recht intensiv, sogar zur höchsten Potenz ausgebildete, umgelegte Falten, zumeist aus Lindlarer Schichten bestehend, zwischen welchen bald jüngere, bald ältere Thonschiefer- und Kalk-Schichten muldenartig eingeschlossen sind. Soweit bis jetzt meine Untersuchungen reichen, können letztere fast allen den verschiedenen, in der Eifel bekannt gewordenen, mitteldevonischen Horizonten angehören, so dass von der Annahme einer wesentlichen Verschiedenheit der links- und rechtsrheinischen mitteldevonischen Ablagerungen, wie ich den Behauptungen Anderer entgegen bereits früher betonen musste, Abstand genommen werden muss.

Wir trennen in unserem Reviere eigentlichen Lenneschiefer von jenem Gebirge, Lüderichgestein, welches vornehmlich als die Quelle des Erzreichthums unserer Gegend angesehen werden muss, und wiewohl paläontologische Belege noch nicht vorliegen, so sind wir doch geneigt, im Hinblick auf die stratigraphischen und lithologischen Verhältnisse diese Ablagerungen der Trias zuzuweisen.

Die devonischen Ablagerungen unseres Gebietes zerlegen wir in:

1. Lindlarer Schichten von grosser Mächtigkeit (ca. 1 km), welche wohl noch zum Mittel-Devon gehören, jedoch schon auf der Grenze des Unter-Devon stehen (Vichter Schichten

---

[2]) Es soll selbstverständlich nicht behauptet werden, dass nicht auch im Devon Blei- und Zink-Erzgänge ohne Mitwirkung des Trias-Meeres entstanden sein können.

der Eifel, belgische Schichten von Burnot = Tentaculiten-Schiefer Hessen-Nassaus?).

2. a. Thonschiefer der *Cultrijugatus(?)*- oder der unteren *Calceola*-Stufe, „Thonschiefer von Breun".
   b. *Calceola*-Mergel (Gummersbach).
   c. *Calceola*-Kalke (Rebbelrot bei Gummersbach).
3. Crinoiden-Schicht — nicht zu verwechseln mit dem Crinoiden-reichen Kalke, welcher im Lindlarer Gestein eingeschlossen, ähnlich wie derjenige der *Cultrijugatus*-Stufe, bei Ründeroth in der Krümmel, Hütte unweit Marienheide, Kalkkuhl bei Nochen vorkommt —. Fundorte: Ruppichteroth, Stollen Therese a. d. Agger bei Grünscheid, Grube Laura nördlich von Wasserfuhr, und im Kalke von Berg.-Gladbach (cf. auch bei Hohenlimburg und zwischen Iserlohn und Hagen[1]).
4. Kalke von Berg.-Gladbach mit *Uncites Paulinae* Winterfeld und theilweise zahlreich auftretenden *Rensselaeria(?)*[2]) *caïqua* d'Arch.-Vern. sp., zu vergleichen mit der *Caïqua*-Schicht der Hillesheimer Mulde.
5. *Hexagonum*-Schicht von Refrath, in welcher das Vorkommen des für den mittleren und oberen Korallenkalk der Hillesheimer Mulde charakteristischen Leitfossiles, *Cyathophyllum hypocrateriforme* Goldfuss, von d'Archiac und de Verneuil erwähnt wird.
6. a. Rothe stark eisenschüssige, leicht zerfallende Thonschiefer, hauptsächlich nördlich der Gladbacher Mulde auftretend, zu vergleichen mit den „Oberen Vichter Schichten" der Aachener Gegend, Bleialf, Raeren etc. (= Gosselet's Schiefer[3]) von Vireux?, les schistes rouges de Clervaux?[4]).

---

[1]) Cf. F. Römer, Beiträge zur Kenntniss der fossilen Fauna des devonischen Gebirges am Rhein (Verhandl. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf., Bonn 1852, IX, p. 283).

[2]) Diese Gattung wird nunmehr *Newberria* zu nennen sein (cf. Hall and Clarke, Introduction to the study of the genera of Palaeozoic Brachiopoda 1894 und Palaeontology of New York, VIII, p. 261; ebenso Whiteaves, Contributions to Canadian Palaeontology the Fossils of the Devonian rocks of the Mackenzie River basin. Geolog. Survey of Canada, I, (3), No. 5, p. 236.

[3]) Gosselet, Carte géologique de la bande méridionale des calcaires devoniens de l'entre-Sambre-et-Meuse (Bull. de l'Acad. roy. de Belgique (2) XXXVII, 1874). — Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines, 1880, p. 75.

[4]) Aperçu géologique sur le terrain devonien du Grand-duché de Luxembourg (Annales soc. géol. du Nord, XII, 1885, p. 269).

b. Grauwacken - Thonschiefer mit zahlreichen *Spirifer mediotextus* d'Arch.-Vern. (zwischen Holz und Hollweg, Altenberg, Ober-Schallemich, Knochen-Mühle, Remerscheid, Hohe Mühle bei Richerzhagen, Biesfeld, Sülze, Haus Olpe etc.).

c. *Quadrigeminum*-Kalk (Frankenforst, Hand, Torringen, vor Odenthal, Hollweg bei Strassen, Ober-Blissenbach, Sand, Berg, Rossau bei Herweg, bei Nelsbach, Plätz-Mühle, von Sülze bis Schultheis-Mühle, vielleicht bei Linde).

7. Kalk-Schichten mit *Uncites gryphus* Schloth., *Amphipora ramosa* Phill. (Katharina, Hand, Kluthstein, Schladethal, Büchel, Kleyerhof bei Romaney, Miebach und Hungenbach; ausserdem habe ich *Amphipora ramosa* bei Ahe im Bröl-thale und bei Letmathe auf dem steilen Wege von Genna nach Helmke gefunden).

8. Oberdevonische[1]) *Cuboïdes*-Schichten im Hombachthale und bei Haus Leerbach und der Mühle daselbst.

Was die Gebirgsstörungen angeht, so mussten wiederholt streichende Verwerfungen, aber auch von S.-N. verlaufende Querspalten verzeichnet werden. Durch letztere liess sich die viel discutirte Frage der Querthal-Bildung für einzelne Fälle aus unserem Gebiete zu Gunsten von Daubrée's Ansicht[2]) beantworten.

Eruptivgesteine sind, abgesehen von dem oben erwähnten Keratophyr, in diesem Bereiche nicht angetroffen. Bei der Angabe der Verbreitung des Diabases im Lenneschiefer wird von v. Dechen[3]) als westlichste Stelle ein östlich von Altenberg gelegener Bergrücken an der Dhün angedeutet. Meine wiederholten Begehungen jener Gegend, die von der Absicht geleitet wurden, Diabas oder ihm ähnliches Gestein zu finden, blieben jedoch ohne Erfolg.

Kalkstein-Höhlen konnte ich im Bereiche der bis jetzt bearbeiteten Karten folgende erwähnen:

1. in der Krümmel bei Ründeroth (als die grösste),
2. bei Remerscheid und der Wallefelder Mühle,
3. bei Rodt nordöstlich von Wallefeld,
4. bei Feckelsberg unweit Engelskirchen,

---

[1]) Meine Abhandlg., diese Zeitschr. XLVII, p. 647.

[2]) Études synthétiques de Géologie expérimentale, 1879, p. 280 ff.; vergl. z. B. auch Tietze, „Ueber Bildung von Querthälern", Verh. k. k. geol. R.-A., 1878, p. 212; 1882, p. 686 und Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1878, p. 581—610.

[3]) Erläuterungen der geol. Karte der Rheinpr. u. Westf., II, p. 30.

5. die Zwerg-Höhle bei Rospe in der Nähe von Gummersbach,
6. im Neuenberg bei Scheel (Frielingsdorf) (sehr klein),
7. am Schieferstein bei Himmerkusen, südwestlich von Marienheide,
8. an der Knochen-Mühle bei Brombach unweit Immekeppel (sehr klein), und
9. die Höhlungen bei Hartegasse und bei Biesfeld, welche sich durch unterirdische Wasserläufe verrathen, gewissermaassen erst in der Entwickelung begriffene Höhlen darstellen.

In allen diesen fehlen Tropfstein-Bildungen entweder gänzlich oder treten sehr spärlich auf. Fossile Knochen sind in ihnen trotz der Bemühungen des Verfassers bis jetzt noch nicht gefunden.

Beim Abteufen der „Grottensteine“ in der Schlade bei Hebborn (Berg.-Gladbach) wurden vor längerer Zeit im Bruche des Herrn Theod. Zimmermann in einer schmalen, mit Lehm ausgefüllten Spalte einige diluviale Reste vorgefunden (vom Höhlenbären und ein Unterkiefer vom Rhinoceros).

Die weitere in diesem Maasstabe (1 : 25 000) durchzuführende geologische Bearbeitung der Kartenblätter des Lenneschiefer-Gebietes wird zweifelsohne trotz der bekannten Schwierigkeiten, welche in dem allgemein herrschenden Mangel an Petrefacten, den Verquetschungen der vereinzelten Abdrücke und den mannigfachen Dislocationen des Gebirges dem Forscher entgegentreten, noch manche neue Aufschlüsse und in ihrem Gefolge neue Gesichtspunkte ergeben, vor Allem für die Unvollständigkeiten dieser Arbeit, welche aus angedeutetem Grunde unvermeidlich sind, zur Ergänzung dienen.

2. Sind die Tabulaten die Vorläufer der Alcyonarier?

Von Herrn W. Weissermel in Tübingen.

Nachdem früher verschiedene Forscher einzelne Gruppen der paläozoischen „Tabulaten“ zu den Alcyonariern gestellt hatten, hat neuerdings Fr. W. Sardeson[1]) sie in ihrer Gesammtheit (einschliesslich der Monticuliporiden und Chaetetiden) für echte Alcyonarier erklärt und in den einzelnen Tabulaten-Gruppen die Stammformen je einer lebenden Familie zu erkennen geglaubt.

Wie bereits an anderer Stelle angedeutet[2]), kann ich mich dieser Auffassung nicht anschliessen, und zwar kann ich phylogenetische Beziehungen zwischen Tabulaten und Alcyonarien überhaupt nicht für wahrscheinlich halten, da die Hartgebilde und, soweit man aus diesen schliessen kann, auch die Weichtheile beider erhebliche Unterschiede zeigen, die bestehende Uebereinstimmung dagegen sich meist auf Form und allgemeinen Aufbau des Stockes beschränkt und sehr wohl als Convergenz-Erscheinung zu erklären ist. Wir kennen die Tabulaten und die Bedeutung ihrer einzelnen Skelettheile noch nicht genau genug, um über die systematische Stellung dieser ebenso interessanten wie schwierigen Gruppe bereits ein abschliessendes Urtheil zu fällen. Was wir aber bisher von ihnen wissen, macht es wenig wahrscheinlich, dass sie geschlossen die Vorfahren der lebenden Alcyonarien wären.

Sardeson geht bei Begründung seiner mit viel Geist durchgeführten Hypothese von der Voraussetzung aus, dass die Tabulaten in ihren Weichtheilen ähnlichen Bau besassen wie die Alcyonarien. Er schliesst dies aus der Aehnlichkeit von *Heliolites* mit der lebenden *Heliopora* und benutzt letztere als Grundlage, um die Organisation von *Heliolites* und, von dieser Gattung weiter schliessend, der anderen Tabulaten kennen zu lernen. Er nimmt

---

[1]) Ueber die Beziehungen der fossilen Tabulaten zu den Alcyonarien. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. X, 1896, p. 249.

[2]) Diese Zeitschrift, 1897, p. 383.

an, dass wie bei *Heliopora* die Polypen von *Heliolites* dimorph gewesen seien, dass ihre Septen keine echten Septen, sondern Pseudosepten, das heisst von den Mesenterialfalten unabhängig gewesen seien, dass die Kelche durch Furchen wie bei *Heliopora* mit einander in Verbindung standen. — Für diese Annahmen fehlt jedoch der Beweis, und sie stehen zum Theil in Widerspruch mit den Verhältnissen des Heliolitiden-Skelets.

Letzteres gilt besonders für die Auffassung der Heliolitiden-Septen als Pseudosepten. Dem widerspricht die starke Entwickelung derselben bei manchen Formen, wo sie zur Bildung einer Pseudocolumella führen kann (*Heliolites [Stelliporella] lamellata* Wentzel, *parvistella* F. Rœmer). Wenn die Septen bis zur Mitte der Polypenröhre reichen und sich dort verflechten, so wird der ganze Visceralraum dadurch in Fächer getheilt, und es ist wohl nicht gut denkbar, dass diese Theilung unabhängig von den Mesenterialfächern vor sich gegangen sein sollte. Der Deutung als Pseudosepten widerspricht ferner der wichtige Umstand, dass sie bei manchen Heliolitiden — ich habe dies besonders bei *Plasmopora petaliformis* Lonsdale und *P. girvanensis* Nicholson und Etheridge beobachtet — durch die Kelchwand hindurch in das Cönenchym fortsetzen und die senkrechten Elemente dieser Zwischenmasse bilden, ein Punkt, der weiter unten ausführlicher besprochen werden soll.

Wenn man mit Sardeson in den Septen zufällige Bildungen sieht, die in der Kelchwand durch Anlagerung einer „Siphonoporenwand“ entstehen, so ist die herrschende Zwölfzahl höchst auffallend. Dagegen ist diese Zahl naturgemäss, wenn man annimmt, dass die Septen 12 Mesenterialfalten und Tentakeln entsprachen. Die Zahl der von einem Kelche ausgehenden senkrechten Cönenchymlamellen („Siphonoporenwände“) entspricht keineswegs der Zahl der Septen, sondern ist fast immer grösser. Bei *H. interstinctus* von Gotland konnte ich bis zu 19 von einem Kelche ausgehende „Siphonoporenwände“ constatiren. Bei *H. bohemicus* Wentzel von Beraun in Böhmen zählte ich sogar deren 24 um einen Kelch; allerdings lässt sich bei dieser Art die Zahl der Septen nicht sicher constatiren, da dieselben rudimentär sind. Wenn also die Septen weder in ihrer Zahl von den Cönenchymröhrenwänden abhängig sind, noch, wie später gezeigt werden soll, in ihrer Lage denselben stets entsprechen, so kann man wohl nicht glauben, dass sie unwesentliche Fortsetzungen dieser seien, sondern muss in ihnen selbständige morphologische Bildungen sehen.

Die Annahme, dass die Heliolitiden dimorph gewesen seien, ist durchaus nicht so unbestritten, wie man nach Sardeson's Aus-

führungen glauben sollte. Ueber die Deutung des Heliolitiden-Cönenchyms streiten zur Zeit noch zwei verschiedene Theorien, die von MOSELEY begründete und von NICHOLSON fortgeführte Dimorphismus-Theorie und diejenige LINDSTRÖM's, nach der das Cönenchym von umgeschlagenen Kelchrändern, einer „Gebrämscheibe“, gebildet zu denken ist. SARDESON hat die erstere Auffassung acceptirt, ohne die letztere zu erwähnen, obgleich sie von einem so hervorragenden Forscher wie LINDSTRÖM[1]) aufgestellt und durch gute Gründe gestützt worden, nachher auch von verschiedenen Seiten angenommen ist. Für LINDSTRÖM's Auffassung spricht ausser den von ihrem Begründer geltend gemachten Umständen die oben angeführte Thatsache, dass die Septen mancher Plasmoporen durch die Wand in das Cönenchym fortsetzen und die senkrechten Elemente desselben bilden, während die horizontalen von exothekalen Dissepimenten (Böden, Blasen) geliefert werden. Besonders deutlich konnte ich dies an Dünnschliffen von *Plasmopora girvanensis* NICH. u. ETH. vom Felsen Kozel bei Beraun in Böhmen beobachten (s. Textfigur 1).[2]) Die Septen setzen in diesen an mehreren Stellen durch die Wand hindurch in das Cönenchym fort und bilden dort die senkrechten Lamellen. Diese zeigen überall denselben Bau und dieselbe gelbliche Farbe wie die dornförmigen Septen innerhalb der Kelche und die Kelchwand; sie unterscheiden sich beim flüchtigsten Blick scharf von den dunkel gefärbten, blasigen Horizontalelementen des Cönenchyms, die wieder vollständig mit den Böden in Bau und Farbe übereinstimmen. Es dürfte dies wohl nur dahin zu deuten sein, dass alle senkrechten Elemente des Cönenchyms, wie es sich ja theilweise direct beobachten lässt, Fortsetzungen resp. Verzweigungen der Septen über die Kelchwand hinaus sind, während die horizontalen Elemente den endothekalen Dissepimenten homolog sind, dass also das ganze Cönenchym das Product einer extrathekalen Ausbreitung der Weichtheile darstellt. Dieselbe Auffassung des Cönenchyms, die sich uns bei *Plasmopora* aufdrängt, müssen wir aber auch auf die nahe verwandte Gattung *Heliolites* übertragen. Denkt man sich die exothekalen Fortsetzungen der Septen stark verzweigt und seitlich in regelmässiger Weise mit einander verfliessend, so erhalten wir das Cönenchym von *Heliolites*. Mit Recht machte WENTZEL[3]) auf die Analogie aufmerksam, die bei

---

[1]) Korallen von Tsau-Tiën, v. RICHTHOFEN's China, IV, p. 57—60.

[2]) Die Figuren sind, ebenso wie diejenigen meines letzten Aufsatzes in dieser Zeitschrift (Ueber die Gattung *Columnaria* etc.) von Herrn stud. med. MODEL-Tübingen mit grosser Sorgfalt ausgeführt worden; ich nehme mit Vergnügen Gelegenheit, demselben hier meinen besten Dank für seine Mühe auszusprechen.

[3]) Zur Kenntniss der *Zoantharia tabulata*. Denkschr. kgl. Akad. Wien, math.-naturw. Classe, LXII, 1895, p. 487.



Textfigur 1.

Plasmopora girvanensis NICH. u. ETH., Ober-Silur, Kosel-Felsen bei Beraun in Böhmen. (Original im paläontol. Museum in München.) Die Septen setzen vielfach durch die Kelchwand in das Cönenchym fort.

Heliolites lamellatus[1]) das Cönenchym mit der Pseudocolumella zeigt. Die Septen verflechten sich in letzterer zu einem röhrigen

[1]) Für die mit Pseudocolumella versehenen *Heliolites*-Arten (*H. lamellatus, parvistella*) eine eigene Gattung zu errichten, scheint mir nicht nothwendig, da sie in allen anderen Merkmalen mit ihren Verwandten übereinstimmen. *H. lamellatus* ist wohl sicherlich dieselbe Form, die bereits von NICHOLSON und ETHERIDGE unter ausführlicher Beschreibung und Abbildung von *H. interstinctus* getrennt, jedoch nicht benannt worden war (Monograph of the fossils of the Girvan district in Ayrshire, III, 1880, p. 255, t. 10, f. 2). Diese interessante Form kommt also gleichzeitig in Böhmen (Kozel), Schottland und, wie ich hinzufügen kann, im Geschiebe-Ober-Silur vor. Ich constatirte sie als

Gewebe, das, wie ich nach eigener Untersuchung böhmischer Exemplare bestätigen kann, im Schliff nur sehr schwer von dem Cönenchym zu unterscheiden ist. Es drängt sich bei dieser Form unwillkürlich der Gedanke auf, dass, wie die Pseudocolumella, so auch das ganz ebenso gebaute Cönenchym durch Verzweigung und Verwachsung der Septen entstanden ist. Dass eine exothekale Fortsetzung der Septen thatsächlich ein Helioliten - ähnliches Cönenchym erzeugen kann, zeigen Beispiele unter den Hexakorallen, so besonders aus der Gattung *Cyathophora,* die in in ihren extremen Formen, so der auf pag. 59 abgebildeten *Cyathophora heliolitiformis* n. sp., sehr Heliolitiden-ähnlich werden kann. Bei dieser demnächst von mir an anderer Stelle ausführlich zu beschreibenden Art aus dem weissen Jura Rumäniens — gesammelt ven Herrn Dr. Pompeckj — setzen die 12 Septen in sehr regelmässiger Weise über die Kelchwand hinaus fort und bilden im Verein mit exothekalen Traversen ein Cönenchym, das dem von *Plasmopora* sehr ähnlich ist und stellenweise, wenn die Costä der Nachbarkelche sich verzweigen und mit einander verwachsen, Röhrenbildung ähnlich wie bei *Heliolites* zeigt. Dazu kommt, dass die Septen, 12 an der Zahl wie bei *Heliolites,* in den Kelchröhren nur mässig lang sind; in Folge dessen ist die Entwickelung der Traversen eine sehr starke und regelmässige, und so resultirt eine Form, die man für einen Heliolitiden halten möchte, wenn nicht die in zwei Ordnungen geschiedenen Septen und die klareren Beziehungen derselben zu dem Cönenchym sie unterschieden und andere, weniger extreme Arten sie mit anderen Hexakorallen verbinden würden.

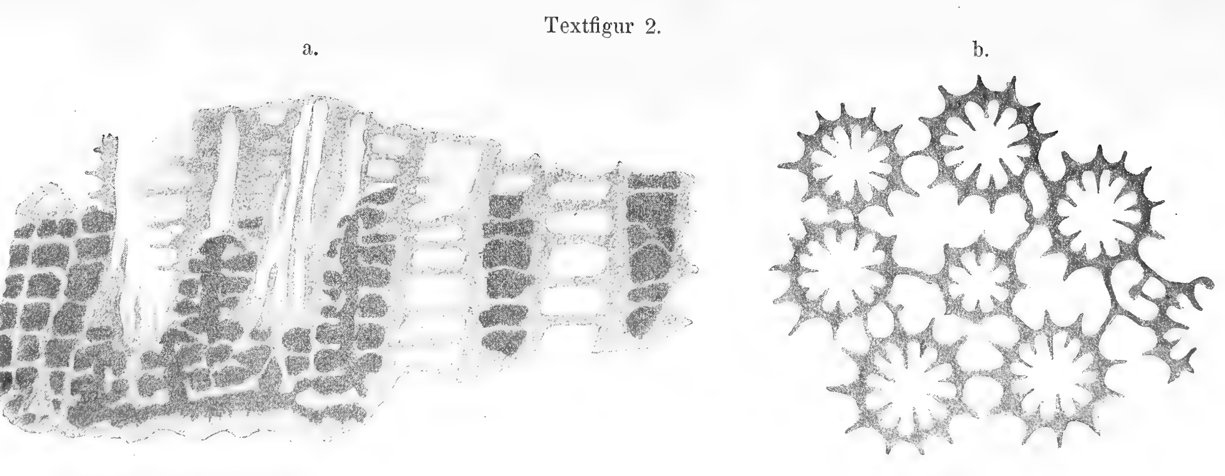
Sehr charakteristisch für das Cönenchym von *Heliopora* sind die Kanäle, welche dasselbe oberflächlich durchziehen und die „Siphonoporen" in Verbindung mit den „Autoporen" setzen. Sardeson nimmt die Existenz solcher Kanäle auch für die Heliolitiden und, von diesen aus weiter schliessend, für die Favositiden an. Der Nachweis hierfür dürfte aber sehr schwer zu erbringen sein. Die einzige Andeutung dieser Kanäle bei den Heliolitiden würden die Furchen bilden, die Sardeson an den Kelchrändern bei *Heliolites porosus*[1]) und bei *Plasmopora* beobachtet hat. Ist

---

Diluvialgeschiebe von Graudenz in einem dem Beyrichien-Kalk zugehörigen Gestein in der Sammlung des Herrn Premier-Lieutenant Schmidt-Graudenz. Auch bei einem eifler *Heliolites*-Stock der Tübinger Sammlung fand ich Pseudocolumella-Bildung, wenn auch nicht so stark wie bei *H. lamellatus.*

[1]) Im Interesse einheitlicher Nomenclatur schliesse ich mich dem von Neumayr und Lindström vertretenen richtigeren Gebrauch, *Favosites* und *Heliolites* als Masculina zu gebrauchen, an.

Textfigur 2.



Cyathophora heliolitiformis n. sp., Weisser Jura, Topalu bei Hârsova an der Donau, Dobrogea. (Original im paläontol. Museum in München.) a. Längsschliff. b. Querschliff (in der Mitte eine halb erwachsene Knospe mit nur 8 erkennbaren Septen).

das Cönenchym das Produkt einer exothekalen Ausbreitung der Weichtheile, einer Gebrämscheibe, so ergiebt sich eine andere Erklärung für diese gefurchten Kelchränder. Wenn die Septen durch seitliche Verwachsung die Kelchwand bilden, wie es sich bei den oben genannten Plasmoporen direct beobachten lässt, und dann als senkrechte Elemente in das Cönenchym fortsetzen, so ist es nicht auffallend, dass die Verwachsungsstellen oberflächlich durch Furchen markirt sind, dass jedem Septum auf dem Kelchrande eine Erhebung, jedem Interseptalraum eine Einkerbung entspricht. In dem Cönenchym selbst findet sich keine Radialfurchung; will man sich dasselbe von Canälen durchzogen denken, so müssen diese auf die Weichtheile beschränkt gewesen sein und keine Spuren in den Harttheilen hinterlassen haben, eine Annahme, zu der keine Veranlassung vorliegt.

Sardeson hat bei *Heliolites porosus* die interessante und wichtige Beobachtung gemacht, dass bei dieser Form eine Abhängigkeit zwischen dem Auftreten der Septen und der senkrechten Cönenchymlamellen („Siphonoporenwände") vorhanden ist. Eine solche tritt in der Weise auf, dass die Septen entweder — wie bei den genannten Plasmoporen — direct durch die als seitliche Ausbreitung des Septums erscheinende Kelchwand in das Cönenchym als „Siphonoporenwand" fortsetzen, oder zunächst durch Gabelung die Wand bilden, von deren ausspringenden Winkeln senkrechte Cönenchymlamellen („Siphonoporenwände") ausgehen (cf. Textfigur 3.) Sardeson schliesst daraus, dass die „Pseudosepten" ebenso wie die Siphonoporenwände ihre Lage zwischen den hypotetischen Kanälen haben. Er glaubt zu erkennen, dass die Septen als Fortsetzungen der Siphonoporenwände entstehen, wenn diese die Kelchwand treffen. Wäre dies thatsächlich der Fall, so wäre die regelmässige Zwölfzahl gar nicht zu erklären. Die Zahl der Septen müsste ebenso unregelmässig schwanken wie die der die „Autoporen" umgebenden „Siphonoporen". Da nun auch andere wichtige Gründe, wie oben dargethan, dafür sprechen, dass die Septen echte Septen sind, ist der umgekehrte Schluss wohl der natürlichere, dass nämlich nicht die Septen Fortsetzungen der Siphonoporenwände, sondern umgekehrt diese Fortsetzungen der ersteren sind, oder mit anderen Worten, dass die senkrechten Skeletelemente des Cönenchyms exothekale Fortsetzungen und Verzweigungen der Septen darstellen, ein Schluss, der uns wieder zur Auffassung des Cönenchyms im Sinne Lindström's drängt und im Einklang steht mit dem oben geschilderten Verhalten der Plasmoporen, bei denen



Textfigur 3.



Heliolites porosus GOLDF., Gerolstein, Eifel. (Geol. Institut in Tübingen.) Die senkrechten Cönenchymlamellen (Cönenchymröhrenwände) stehen meist interseptal, theilweise jedoch als directe Verlängerung der Septen. In der Mitte der Harttheile ein dunkler Primärstreif, der jedoch stellenweise durch die Erhaltung verwischt ist.

die Septen in das Cönenchym fortsetzen, nachdem sie durch Verdickung oder Verzweigung die Kelchwand gebildet haben. [1])

Als nebensächlicher Umstand spricht für die Theorie LINDSTRÖM's die strenge Abhängigkeit, die das Cönenchym der Heliolitiden zu den Kelchen zeigt. Bei *Heliopora coerulea* können grössere Theile des Stockes nur von Cönenchym ohne Kelche eingenommen werden. Bei dem sehr umfangreichen Material von *Heliolites* und Verwandten, das mir durch die Hände gegangen ist, habe ich Aehnliches nie beobachtet, sondern das Cönenchym stets in strengster Abhängigkeit von den Kelchen gefunden. Die Entwickelung des Cönenchyms im Verhältniss zur Grösse der Kelche ist verhältnissmässig constant, so dass dies bisher ein Haupthilfsmittel zur Scheidung der Arten in dieser Gruppe bildete. Es ist diese Abhängigkeit sehr begreiflich, wenn man sich das Cönenchym als Ablagerung eines Gebrämringes denkt, der

---

[1]) Es ist nicht recht einzusehen, weshalb nach WENTZEL's Auffassung das Cönenchym bei *Heliolites* und bei *Plasmopora* morphologisch verschieden, im letzteren Falle ein „Costalcönenchym", im ersteren der Theka anderer Korallen homolog sein soll. Das Cönenchym stellt in beiden Fällen eine exothekale Fortsetzung des Skelets dar, und der Unterschied bei *Heliolites* und *Plasmopora* ist nur der, dass bei ersterer Gattung die senkrechten, bei letzterer die wagerechten Skeletelemente im Cönenchym vorherrschend zur Ausbildung kommen.

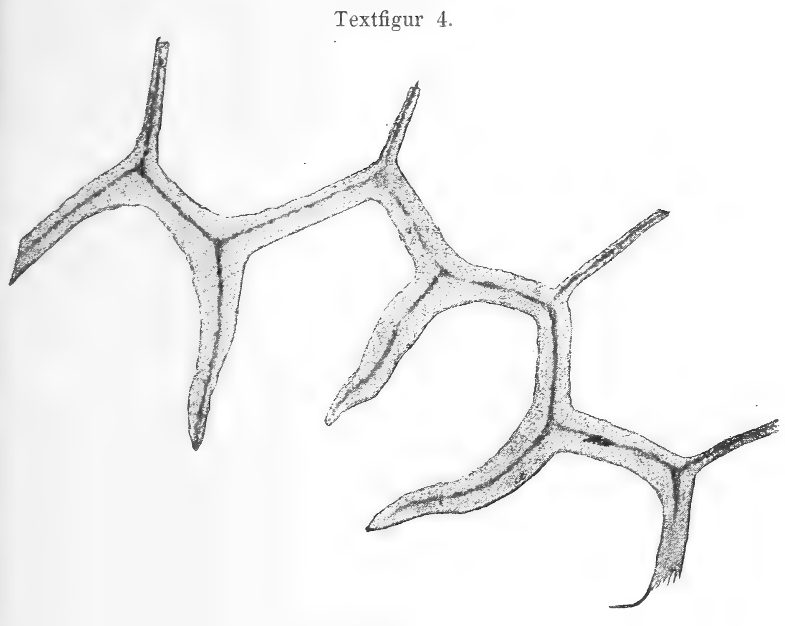
ohne besondere Veranlassung sich nicht über ein gewisses Maass ausdehnte, sie wird aber schwer verständlich, wenn man sich die Zwischenmasse mit Siphonozoidien bevölkert und von Kanälen durchzogen denkt, die jede beliebige Ausdehnung derselben gestattete.

Wir finden also bei *Heliolites* weder die Pseudosepten, noch die Verbindungskanäle, noch den Dimorphismus von *Heliopora* wieder; an Stelle der Pseudosepten sind echte Septen vorhanden, die Existenz von Kanälen lässt sich nicht nachweisen, das Cönenchym erweist sich als das Produkt nicht eines Dimorphismus, sondern einer exothekalen Ausbreitung des Thieres, und endlich ist die Mikrostructur der Hartgebilde eine verschiedene.

Nach den von Moseley gegebenen und von Wentzel und Sardeson copirten Abbildungen besteht das Skelet von *Heliopora* aus einzelnen senkrechten Balken, die wiederum aus feinen, von einer idealen Axe schräg nach oben ausstrahlenden Kalkfasern zusammengesetzt werden, ein Bau, der grosse Aehnlichkeit mit der trabekulären Structur der Hexakorallen zeigt. Dieser Bau bedingt auch die oberflächliche Beschaffenheit des Stockes. Die Balken treten an der Oberfläche knopfförmig hervor, und die Einsenkungen zwischen diesen Hervorragungen bilden das besprochene Kanalsystem. Bei *Heliolites* finden wir nichts davon. Die Oberfläche des Cönenchyms ist glatt, und keine regelmässigen Erhöhungen deuten auf trabekulären Bau hin. Ich habe eine ganze Reihe von *Heliolites*-Arten (*H. porosus* Goldf., *interstinctus* L., *bohemicus* Wentzel [= *megastoma* M' Coy], *decipiens* M' Coy, *micropora* Eichw., *lamellatus* Wentzel) von möglichst verschiedenen Fundorten (Eifel, Gotland, England, Geschiebe, Böhmen, Estland) und verschiedener Erhaltung mikroskopisch untersucht. Nur an einigen Stellen bei *H. porosus* konnte ich Andeutung einer leichten Faserstreifung senkrecht zur Grenzfläche der Hartheile entdecken, doch erschien es mir zweifelhaft, ob diese nicht etwa auf Rechnung des Erhaltungszustandes zu setzen ist. Dagegen konnte ich bei *H. porosus* ebenso wie bei *H. interstinctus* (s. Textfigur 3 u. 4) in der Mitte der Harttheile eine dunklere Partie, einen „Primärstreif“ beobachten, der theils nur als dunkle Linie, theils körperlich als dunkle Lamelle erschien. Dieser Primärstreif zeigte sich sehr deutlich in den Septen und der Kelchwand, etwas weniger deutlich, jedoch an günstigen Stellen immer noch gut erkennbar, auch in den senkrechten Lamellen des Cönenchyms.[1]) Irgend welche weitere Structur konnte ich mit

[1]) Die Grenzlinie, welche in Sardeson's Figur 10 (p. 267) Kelch und Cönenchym trennt, dürfte wohl ein solcher Primärstreif sein. Dass

Textfigur 4.



Structurbild von *Heliolites interstinctus* L., Ober-Silur, Gotland. (Geol. Institut in Tübingen.) Septen, Kelchwand und Cönenchymröhrenwände zeigen in der Mitte einen dunklen Primärstreif, sonst structurlos.

Sicherheit nirgends beobachten. Will man *Heliopora* von *Heliolites* ableiten, so muss man annehmen, dass nachträglich durch Ausbildung bestimmter Krystallisationscentren der trabekuläre Bau entstanden sei. Die Möglichkeit eines solchen Vorganges ist zwar an sich nicht gänzlich von der Hand zu weisen, doch ist er in diesem Falle, bei der verschiedenen morphologischen Bedeutung, die Septen und Cönenchym bei *Heliolites* und *Heliopora* haben, wenig wahrscheinlich.

Die Uebereinstimmung der silurisch - devonischen und der känozoischen Gattung reducirt sich also auf die äussere Erscheinung des Stockes: beide haben runde Kelche, sehr vollkommen entwickelte Böden, ein röhrig gebautes Cönenchym (dies trifft nur für *Heliolites* zu, nicht für die nahe verwandte Gattung *Plasmopora*), dieses ist der Träger der Fortpflanzung. Es sind das alles äusserliche Merkmale, welche die Bedeutung der morpholo-

---

derselbe in die Septen fortsetzt, scheint von Sardeson übersehen oder durch den Erhaltungszustand des Schliffes verdunkelt zu sein.

gischen und histologischen Unterschiede nicht aufwiegen, und die, wie das Beispiel von *Cyathophora* zeigt, bei verschiedenen Gruppen in ähnlicher Weise zur Ausbildung kommen können. Gerade bei Korallen spielen Parallelvorgänge eine grosse Rolle. Gleichsinnig gerichtete Umbildungsvorgänge haben nicht nur in einer Gruppe zu verschiedenen Zeiten stattgefunden und fast gleiche Formen erzeugt, sondern auch aus verschiedenen Gruppen zu verschiedenen Zeiten sehr ähnliche Formen entstehen lassen. Die Uebereinstimmung von *Heliolites* mit *Heliopora* ist kaum grösser als die mit *Cyathophora heliolitiformis*, und doch wird wohl Niemand daran denken, diese Form als einen directen Nachkommen der Heliolitiden anzusehen.

Hat *Heliolites* zu *Heliopora* und den übrigen Alcyonariern keine Beziehungen, so haben wir schon einen Grund weniger, solche für *Favosites* und die übrigen Tabulaten anzunehmen. Sardeson hält die Favositiden für nahe Verwandte der der Heliolitiden, indem er sie als Nachkommen dimorpher Formen auffasst. Er bezieht sich dabei auf die Zwischenknospung der Favositen, die er als eine umgewandelte Cönenchymknospung deutet; auch glaubt er bei *Favosites Forbesi* M. E. u. H. Reste eines Dimorphismus zu erkennen. Es lag nahe, aus der Zwischenknospung, bei der die jungen Röhren anscheinend frei zwischen den älteren Kelchen entstehen, auf das Vorhandensein eines rudimentären Cönenchyms zu schliessen, so lange diese eigenthümliche Vermehrungsweise noch nicht näher bekannt war. Es hat sich aber gezeigt[1], dass die Knospen thatsächlich nicht zwischen den Röhren entstehen, sondern aus je einer bestimmten Mutterzelle hervorgehen, dass wir es mit einer durch die enge Zusammendrängung der Röhren umgewandelten Seitensprossung zu thun haben, die sofort wieder in ihrer ursprünglichen Gestalt auftritt, wenn die Stockform wieder locker wird. Damit fällt jede Veranlassung, den Favositen ein rudimentäres Cönenchym zuzuschreiben; im Gegentheil, wir werden durch die Knospungs-Verhältnisse auf solche Formen als ihre Vorfahren hingewiesen, bei denen lockere Stockform echte Seitensprossung gestattete. — Wenn wir bei Arten mit kugelförmigem Stock wie *Favosites Forbesi* stets Röhren von sehr verschiedener Grösse finden, so ist das kein Anzeichen eines schwindenden Dimorphismus, sondern lediglich die Folge der reichlichen Knospung, welche Ursache oder Wirkung — je nachdem man es auffassen will — der Kugelform ist. Bei der sich stets vergrössernden Kugeloberfläche wird eine ständige Vermehrung der Röhren nöthig, während bei ebener

---

[1]) Cf. diese Zeitschrift, 1897, p. 376 ff.

Stockform dieser Vorgang im wesentlichen auf die Jugendstadien oder die randlichen Theile der Colonie beschränkt ist. Daraus folgt, dass wir bei kugeligen Stöcken in allen Altersstadien reichlich kleine Röhren zwischen den erwachsenen eingesprengt finden müssen.

Während das verwandtschaftliche Verhältniss der Favositiden zu den Heliolitiden noch festzustellen bleibt, weisen die Knospungs-Verhältnisse sowie wechselseitige Convergenzen auf einen gemeinsamen Ursprung mit den Syringoporiden hin. Wenn wir also bei diesen directe Beziehungen zu den Alcyonarien finden, so dürfen wir solche auch für die Favositiden erwarten.

Syringopora is die zweite Tabulaten-Form, der man bereits mehrfach Verwandtschaft zu den Alcyonarien zugeschrieben hat. Wie *Heliolites* in *Heliopora*, so hat *Syringopora* in *Tubipora* einen lebenden Doppelgänger, und zwar ist die morphologische Uebereinstimmung in letzterem Falle eine noch grössere als in dem ersteren. Wir finden bei beiden denselben Aufbau aus mehr oder weniger parallelen, dünnen Röhren, nicht besonders regelmässige Böden, die allerdings bei *Tubipora* weit seltener sind, und analoge Horizontal-Verbindungen zwischen den Röhren, einmal in Gestalt von Querröhren, im anderen Falle in horizontalen Ausbreitungen, die den ganzen Stock durchsetzen. Das Fehlen der Septen bei *Tubipora* ist nicht von grosser Bedeutung, dieselben könnten rückgebildet sein. Andererseits ist aber auch die Bedeutung der verbindenden Merkmale keine grosse, sie treten auch bei anderen Korallengruppen auf, wo lange, dünne Röhren und bündelförmiger Stock vorkommen. Die Verfestigung des Stockes erfordert in allen diesen Fällen eine seitliche Verbindung der Röhren mit den benachbarten; diese wird in verschiedener Weise hergestellt: Durch seitliche Auswüchse (*Lithostrotion, Cystiphyllum cylindricum*), ringförmige Anschwellungen (*Cyathophyllum articulatum, Chonostegites*), Ausbreitungen des Kelchrandes (*Endophyllum contortiseptatum*), Hin- und Herknickung (*Syringopora cancellata, Columnaria fasciculus*), Querröhren (meiste Arten von *Syringopora*) oder periodisch umgeschlagene und seitlich verwachsende Kelchränder (*Syringophyllum, Tubipora*). So können bei ganz verschiedenen Gruppen sehr ähnliche Stöcke entstehen; die bündelförmigen Lithostrotien z. B. oder *Columnaria fasciculus* können sehr Syringoporen-ähnlich werden. Gehört die Form, die ihren lockeren Stock durch solche Querverbindungen stützt, zu einer Gruppe, in der eine Communication der Weichtheile benachbarter Polypen angestrebt wird, so übernehmen diese Querverbindungen naturgemäss auch diese Function. — Das Vorhandensein von Böden bei *Tubipora* ist von geringer Bedeutung.

Thiere, denen ihr Gehäuse zu lang wird, schliessen den Wohnraum stets durch Scheidewände hinter sich ab, mögen es nun Korallen, Cephalopoden, Gastropoden oder Röhrenwürmer sein.

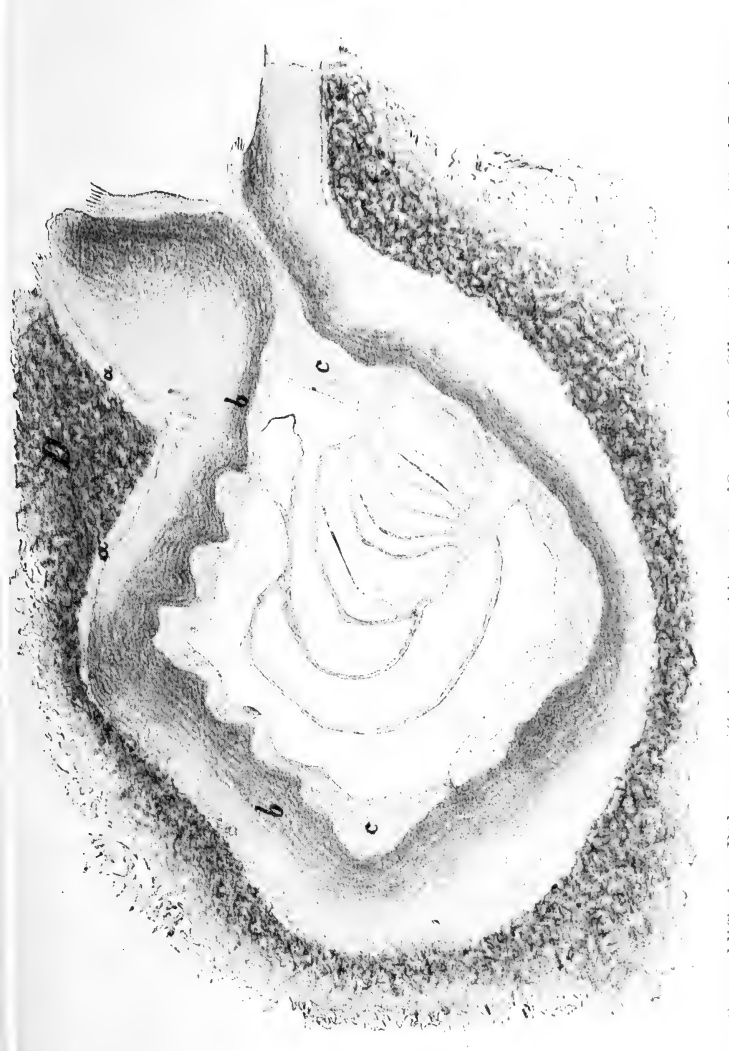
Aus der äusseren Aehnlichkeit von *Syringopora* und *Tubipora* dürfen wir also nicht ohne Weiteres auf Verwandtschaft schliessen, sondern wir müssen den Werth derselben an der inneren Structur der Hartgebilde prüfen, und diese Prüfung hat bisher noch keine Uebereinstimmung zu ergeben vermocht. Das Kalkskelet der lebenden Orgelkoralle besteht aus dicht an einander gelagerten Spiculä, zwischen denen ein — nach HICKSON mit dem Alter sich verengerndes — Kanalsystem übrig bleibt, das das Innere der Röhren mit der Aussenwelt verbindet. Bei *Syringopora* findet sich nichts davon. Bei *S. bifurcata* D'ORB. von Gotland habe ich genau dieselbe Structur beobachtet, die NICHOLSON für *S. reticulata* GOLDF. aus dem Kohlenkalk beschrieben und abgebildet hat.[1]) Wie der nebenstehend (s. Textfigur 5) abgebildete Querschliff zeigt, setzt sich jede Röhre aus 3 Zonen zusammen, der structurlosen Epitheka, der eigentlichen Theka, von der die Septaldornen ausgehen, und einer später angelagerten Schicht von feinlagigem Sklerenchym. Die Septaldornen durchragen diese in der Regel, wie es von NICHOLSON beobachtet ist; sie können jedoch auch nur schwach angedeutet sein und von der feinlagigen inneren Schicht überzogen werden. Die eigentliche Theka erscheint bei geringer Vergrösserung gegenüber dem stets deutlich concentrisch gelagerten Sklerenchym structurlos. An günstig erhaltenen Stellen zeigt sie jedoch bei stärkerer Vergrösserung und besonders im polarisirten Licht gleichfalls eine ganz feine concentrische Lagen- oder Faserstructur, ein Umstand, der sich mit einer ursprünglichen Entstehung aus Kalkspiculä wie bei *Tubipora* wohl kaum vereinigen lässt.

v. KOCH hat den Stand der Frage dahin präcisirt, dass es nur noch des Beweises einer ursprünglichen Entstehung des Skeletes aus verschmolzenen Spiculä bedürfe, um *Syringopora* in Zusammenhang mit *Tubipora* zu bringen.[2]) Es ist das unzweifelhaft richtig; so lange aber dieser Beweis nicht erbracht ist, hat auch das, was NEUMAYR[3]) über diese Frage sagte, Giltigkeit, dass nämlich äusserer Aehnlichkeit vollständige Verschiedenheit der inneren Structur gegenübersteht.

Die äussere Stockform ist aber den inneren Merkmalen gegenüber das Unwesentliche. Sie ist das Product der äusseren

---

[1]) Proceed. Royal Soc. Edinburgh, 1880—81, p. 225, f. 3.
[2]) Palaeontographica, XXIX, 1882—83, p. 348.
[1]) Stämme des Thierreiches, p. 314.



Querschliff einer Röhre von *Syringopora bifurcata* d'Orb., Ober-Silur, Gotland. (Geol. Institut in Tübingen.) a. Epithek, nur stellenweise erhalten, sonst — wahrscheinlich vor dem Versteinerungsprocess — zerstört. b. Eigentliche Theka, stellenweise feinlagige Structur zeigend. c. Innere Sklerenchymschicht, feinlagig. D. Einschliessendes Gestein.

Lebensbedingungen und wechselt mit diesen. Veränderte Lebensverhältnisse ändern zuerst die äussere Form des Thieres, resp. der Colonie. Erst dann folgt eine weitere Anpassung durch innere Umbildung nach. Es ist daher wenig wahrscheinlich, dass eine von *Syringopora* ausgehende phyletische Reihe ihre Stockform vom Silur bis zur Jetztzeit fast unverändert beibehalten, dabei aber den histologischen Bau ihres Skelets vollkommen um-

gestaltet haben sollte. Was wir bis jetzt über den histologischen Bau von *Syringopora* wissen, lässt diese Annahme wenig wahrscheinlich erscheinen und berechtigt uns nicht, uns über die vorhandenen Unterschiede der paläozoischen und der recenten Gattung hinwegzusetzen und durch ihre Vereinigung auch die Favositiden zu den Alcyonariern zu ziehen.

Von den normalen knolligen, kugeligen oder plattenförmigen Favositiden will SARDESON die baumförmigen schärfer als bisher gesondert wissen. Er sieht in denselben die Anfangsglieder einer Entwickelungsreihe, deren lebende resp. jung-mesozoische Vertreter *Corallium, Moltkia* und *Isis* darstellen sollen. Die Tendenz dieser Reihe wäre, das Skelet in eine innere kalkige oder endlich hornige Axe des baumförmigen Stockes umzuwandeln. Er schliesst dies aus den weit auseinander gerückten Kelchen der paläozoischen Gattungen und dem gelegentlichen Auftreten becherförmiger Kelche an den Zweigenden von *Corallium*. In der That müssen bei *Trachypora* und *Pachypora*[1]) die Weichtheile mehr ausserhalb als innerhalb des Skeletes gelegen haben. Eine Zurückziehung derselben in die Röhren ist wohl kaum noch denkbar. Man könnte darin das Bestreben sehen, das Skelet zu einem innerlichen (in Bezug auf die ganze Colonie) zu machen, wie es bei *Corallium* und Verwandten so vollkommen der Fall ist. Bei genauerer Vergleichung beider Typen zeigt sich aber, dass beide auf verschiedenem Wege diesem Ziele zustreben. Bei den genannten Favositiden sind die Röhren zuerst dünnwandig, erst relativ spät dehnt sich der Kelchrand aus und lagert feingeschichtete Kalkmasse *(Trachypora* und *Pachypora)* oder structurloses Stereoplasma *(Striatopora)* ab. Es kann dabei anscheinend zu vollständigem Zuwachsen der Röhren kommen, wobei wir uns die Weichtheile auf dem Skelet sitzend denken müssen. Es bleibt dabei, auch wenn wir die Wandverdickung allgemein bis zu gänzlicher Ausfüllung des Lumens fortgeschritten denken, immer noch eine centrale zellige Axe übrig, gebildet aus den dünnwandigen Anfangsstadien der Röhren mit den Böden. Wenn wir

---

[1]) Durch die neuerdings von LINDSTRÖM gegebene ausführliche Beschreibung und die zahlreichen schönen Abbildungen (Bihang K. Svensk. Vet. Akad. Handl., 1896, Afd. IV, No. 7, p. 23, f. 53—64) sind die früher von vielen Seiten geäusserten Zweifel an der Selbständigkeit der Gattung zerstreut. Das Gattungsmerkmal ist demnach das feinlagige Sklerenchym, wie es bei *Favosites* nicht, in ähnlicher Weise aber bei *Trachypora* vorkommt. Früher existirte nur die erste kurze Diagnose von *Pachypora* in lateinischer Sprache (Öfversigt K. Vet. Akad. Förhandl., 1873, p. 14; Ann. a. Mag. Nat. Hist., 1876, p. 11) und diese war allgemein, so von F. RÖMER, FRECH, NEUMAYR und mir, missverstanden worden.

bei *Corallium* eine solche zellige Axe oder überhaupt einen ursprünglichen Aufbau aus seitlich vom Thier gebildeten Röhren im Innern der festen Kalkaxe oder an den Enden der Zweige finden würden, so könnten wir vielleicht schliessen, dass wir eine Weiterentwickelung des *Trachypora-Pachypora*-Stadiums vor uns hätten. Wir finden aber nichts davon. Nach den schönen und erschöpfenden Untersuchungen Lacaze-Duthiers'[1]) entsteht das Kalkskelet von *Corallium* an der Spitze der Zweige in Gestalt einer aus den charakteristischen Kalkkörpern aufgebauten Lamelle oder mehrerer solcher Lamellen, die in einer Mittellinie zusammengewachsen sind. Durch weitere Ablagerung von Kalk zwischen diesen Lamellen werden die Zwischenräume ausgefüllt, die Axe gerundet und verdickt. Ein Querschliff zeigt in der Mitte eines älteren Zweiges immer noch den unregelmässig winkelig begrenzten Querschnitt der ursprünglichen Zweigspitze.[2]) Auf der Oberfläche der fertigen Kalkaxen verlaufen Längsfurchen, entsprechend den Gefässkanälen, welche die weiche Rinde durchziehen. Die Lage der Einzelthiere wird stellenweise markirt durch glatte Stellen, an denen diese Furchen nicht oder nur schwach ausgeprägt sind, weil nämlich unterhalb der Thiere die Kanäle nicht oder nur schwach entwickelt sind. Von ursprünglichen Kelchen oder einer Entstehung des Skelets aus einzelnen Röhren ist also nicht die Rede.

Ausser diesem normalen Entwicklungsgang hat Lacaze-Duthiers noch einen seltenen Ausnahmefall beschrieben und abgebildet (p. 106, 107, t. 20, f. 114), in dem er an der Spitze eines Zweiges ziemlich tiefe Einsenkungen beobachtet hat. Auf dieses Exemplar, dessen Abbildung er in f. 34 (p. 312) copirt hat, hat Sardeson die Theorie einer Skeletbildung aus ursprünglich becherförmigen Einzelkelchen basirt. Er dürfte dabei übersehen haben, dass dieser Fall von seinem Entdecker ausdrücklich als eine äusserst seltene Ausnahme bezeichnet und diesen Kelch-Einsenkungen eine ganz andere Bedeutung beigelegt wird, als Sardeson ihnen zuschreibt. „Dans des échantillons, que l'on m'a affirmé venir des côtes d'Espagne, j'ai rencontré des depressions ou même de petites cavités (pl. 20, f. 114i) extrêmement marqués. Je n'en ai jamais vu de semblables pendant les trois années que j'ai passées en Algérie où cependant j'ai eu l'occasion d'étudier beaucoup de corail." (p. 106) „Les calices du polypiers dans les coraux d'Espagne, d'un rouge très vif, sang de boeuf, que j'ai sous les yeux en faisant cette description

---

[1]) Histoire naturelle du Corail, Paris 1864, p. 102—124.
[2]) Lacaze-Duthiers, t. 7, f. 37.

(pl. 20, f. 114), sont très accusés, car ils ont presque un millimêtre de profondeur. Jamais je n'en ai rencontré d'aussi profonds. . . . ." (p. 107). Nach den weiteren Ausführungen des französischen Forschers sind diese Kelche weiter nichts als die letzten, noch nicht ganz ausgefüllten Reste der Zwischenräume, welche die zuerst gebildeten, winkelig verwachsenen Lamellen zwischen sich lassen. Sie entsprechen in ihrer Lage und Grösse allerdings den Einzelpolypen, ihre Bedeutung und Entstehung ist aber dieselbe, wie die der glatten Flecken, die auf der fertigen Axe häufig die Lage der Thiere markiren. Die Kalkausscheidung folgt vorwiegend den Gefässen der Weichtheilrinde, und da diese unterhalb der Polypen nicht oder nur schwach entwickelt sind, geht die Kalkausscheidung an diesen Stellen langsamer vor sich, dieselben bleiben also gegen die umliegenden, dem Sarkosom entsprechenden Partieen etwas zurück.

Fassen wir diesen von dem französischen Zoologen in so klarer Weise geschilderten Entwickelungsgang nochmals im Ganzen in's Auge, so ergiebt sich, dass das Skelet von *Corallium* niemals ein seitliches, röhrenförmiges ist, sondern angelegt wird als Kalklamelle unterhalb der Thiere und des diese verbindenden Sarkosoms, dass der Sitz der Polypen oft markirt wird durch glatte Stellen auf der Kalkaxe, dass an die Stelle dieser glatten Flecken in seltenen Ausnahmefällen kleine becherförmige Einsenkungen treten können, entstehend dadurch, dass das Skelet unterhalb des Sarkosoms zuerst etwas schneller wächst als unter den Polypen. Es ist nicht recht einzusehen, wie SARDESON aus diesem Thatbestand ein *Trachypora*-ähnliches Jugendstadium construiren konnte.

Auch der histologische Bau von *Corallium* lässt sich mit einer Abstammung von *Trachypora* und *Pachypora* nicht in Einklang bringen. Das Kalkskelet der Edelkoralle entsteht aus isolirten Kalkkörpern, die secundär durch Kalkmasse verbunden werden. Will man *Corallium* von den genannten Favositiden ableiten, so muss man annehmen, dass das Skelet in dieser Entwickelungsreihe sich zunächst in einzelne Kalkkörper aufgelöst habe und dann durch Verkittung dieser wieder festgeworden sei, ein Schluss, zu dem man sich wohl schwer verstehen wird. Viel wahrscheinlicher ist es, dass der individuelle Entwickelungsgang in diesem Falle dem phylogenetischen entspricht, dass die Vorfahren von *Corallium* ursprünglich weichhäutig waren, dass ihre Weichtheile zunächst einzelne Kalkkörper ausschieden und diese dann durch feste Kalkmasse verkitteten.

Dasselbe gilt auch für die individuelle Entstehung der Hartheile bei *Tubipora*. Ist dieselbe eine palingenetische, so stammt

auch diese eigenthümliche Gattung von weichhäutigen Vorfahren ab, die zunächst Kalkkörper ausschieden und diese dann zu einem festen Skelet verbanden.

Der Umbildungsprocess, den nach Sardeson die einzelnen Gruppen vom Tabulaten- zum Alcyonarier-Stadium durchgemacht haben, besteht in einer Zerschlitzung der Hartheile, durch die diese endlich in einzelne Kalkkörper aufgelöst werden. Das einzige Beispiel einer Tabulate, an der Sardeson eine solche beginnende Zerschlitzung zu erkennen glaubt, ist seine *Thecia Swinderenana.*[1]) Jedenfalls aber kann man aus einer einzigen Form, die ein nadelförmiges Sklerenchym zwischen den Kelchen besitzt, nicht eine gemeinsame Tendenz für eine ganze Gruppe deduciren, die durch die ganze geologische Geschichte vom Silur bis zur Gegenwart beibehalten und fortgeführt worden wäre.

In den Monticuliporiden endlich sieht Sardeson die Vorfahren der Pennatuliden. Er wird zu dieser Annahme nicht durch besondere sachliche Gründe veranlasst, hält sie jedoch für wahrscheinlich, weil sonst in seinem System die Pennatuliden ohne Vorfahren, die Monticuliporiden ohne Nachkommen sein würden. „Die eigentlichen Tabulaten betrachte ich als Vorläufer der Ordnungen *Tubiporacea, Gorgonacea* und *Alcyonacea,* aber keine jener Tabulaten-Gruppen lässt sich mit der vierten Ordnung, den *Pennatulacea,* in Verbindung bringen. Unter diesen Umständen kann man vermuthen, dass die Monticuliporiden vielleicht die Vorläufer der Pennatulaceen sind“ (p. 347). Diese Argumentation ist nicht sehr überzeugend, und sie wird es noch weniger, wenn man bedenkt, dass die Korallennatur der Monticuliporiden zunächst noch des Beweises bedarf, dass diese Gruppe von mehreren Forschern, besonders Lindström und Ulrich, mit guten Gründen für einen Seitenzweig der Bryozoen angesehen wird.

Die hauptsächlichsten Gründe, welche für eine Entfernung der Monticuliporiden von den Korallen sprechen, sind:

1. Die Metamorphose, welche Lindström bei ihnen beobachtet hat. Die bekannte *Monticulipora petropolitana* Pander geht nach diesem Forscher aus einem als *Ceramopora* beschriebenen Jugendstadium hervor, das — aus liegenden, divergirenden Röhren mit einem glatten Raum in der Mitte gebildet — der

[1]) Es sei hier nochmals hervorgehoben, dass die *Thecia Swinderenana* von Nicholson, Sardeson und wahrscheinlich auch von Milne Edwards u. Haime nicht dieselbe ist, wie die von F. Römer und mir unter diesem Namen behandelte Form. (Cf. Corallen d. Silur-Geschiebe, p. 669.)

lebenden Bryozoen-Gattung *Discoporella* sehr nahe steht.[1]) Eine wesentlich complicirtere Metamorphose wird für *Monticulipora ostiolata* Hall sp. beschrieben. Die Colonie dieser Art beginnt nach Lindström gleichfalls mit einem „*Discoporella*-Stadium“, geht dann durch reichliche Bildung kleiner Röhren und einzelner Längsfalten in den grösseren in eine *Fistulipora* über, tritt durch Verschluss dieser kleinen Zwischenröhren in ein „*Thecostegites*-Stadium“ und bildet sich endlich zu einer echten *Monticulipora* mit sehr regelmässigen Monticulae um. Lindström fasst das Resultat seiner Beobachtungen zusammen in die Worte: „Die Entwickelung der paläozoischen Species aus Polyzoarien, die eine so entschiedene Verwandtschaft mit den recenten *Discoporellae* und anderen haben, verbunden mit dem vollständigen Fehlen aller Septen, treibt uns mit logischer Nothwendigkeit zu dem obigen Schlusse über ihre systematische Stellung. Sie müssen zu den Bryozoen gestellt werden, eben so wie die Cirripedier von den Mollusken zu den Crustaceen versetzt wurden, als ihre Entwickelung bekannt wurde“ (p. 9). — Nicholson[2]) gelang es nicht bei seinen umfassenden Untersuchungen verschiedener Monticuliporiden die Beobachtungen Lindström's zu wiederholen. Ohne dieselben anzuzweifeln, glaubte er ihnen doch eine entscheidende Bedeutung nicht beilegen zu müssen. — Waagen und Wentzel[3]) bezweifelten die Richtigkeit der Lindström'schen Beobachtungen und glaubten, dass es sich um Incrustationen einer Art durch eine andere handlt. Leider sind keine Abbildungen dieser Metamorphose gegeben worden. Doch kann an der Richtigkeit der von einem Forscher wie Lindström ausführlich geschilderten Beobachtungen wohl nicht gezweifelt werden, so lange sie nicht durch anderweitige positive Beobachtungen widerlegt sind.

2. Das vollkommene Fehlen von Septen bei den Monticuliporiden giebt sehr zu denken. Neumayr wies darauf hin, dass auch unter den Favositiden septenlose Formen vorkommen; doch sind dies Ausnahmen, während die Septenlosigkeit bei den Monticuliporiden nicht nur die Regel, sondern meines Wissens ausnahmslos vorhanden ist. Die in den Röhren mancher Monticuliporen (z. B. *M. pavonia* d'Orb.) vorkommenden Zacken können wohl kaum als Andeutung von Septen aufgefasst werden, da sie stets nur einzeln auftreten. Sie dürften sich bei Auffassung der

---

[1]) On the affinities of the Anthozoa Tabulata. Ann. and Mag. of Nat. Hist., 1876, (4), XVIII, p. 5—9.

[2]) On the structure and affinities of the genus *Monticulipora* and its sub-genera, 1881, p. 56—62.

[3]) Salt-Range fossils, I. Productus-limestone. Memoirs geol. Survey India, Ser. VIII, p. 854—867.

Monticuliporiden als Bryozoen als Ansätze eines funiculus oder eines Retractor-Muskels deuten lassen. Einzelne Arten können auch bei Korallengattungen die Septen vollständig rückbilden; wenn aber eine ganze grosse Thierabtheilung keinen Vertreter hat, bei dem solche Stützorgane für die Mesenterialfalten zu finden sind, so liegt der Schluss sehr nahe, dass Mesenterialfalten bei dieser Gruppe nicht vorhanden waren, dass wir es also nicht mit Anthozoen zu thun haben.

3. Neuerdings hat Lindström nachdrücklich auf die Bedeutung der Maculae aufmerksam gemacht.[1] Es sagt über diese Bildungen: „Ihre morphologische wie physiologische Bedeutung ist bei Weitem noch nicht klargestellt, aber sie sind für die Bryozoen so ausschliesslich charakteristisch, dass nur ihr Vorhandensein allein für sich genügt, um gewisse angezweifelte, paläozoische Fossilgruppen, wie *Monticulipora, Stellipora* etc. entschieden unter die Bryozoen einzureihen.“

Auch manche nebensächlichen Eigenthümlichkeiten der Monticuliporen entbehren eines Analogons unter den Korallen, so die eigenthümlichen, blasenförmig zur Wand zurückkehrenden Böden von *Prasopora* und *Peronopora.*

Für die Korallennatur der Monticuliporiden haben Waagen und Wentzel besonders die Fortpflanzungs-Verhältnisse derselben geltend gemacht. Sie weisen darauf hin, dass Theilung, wie sie bei den Monticuliporen verbreitet ist, bei so hoch organisirten Formen wie die Bryozoen nicht vorkommen könne, dass der Vorgang der Knospung bei diesen auf die Jugendstadien des knospenden Individuums beschränkt sei, was bei den Monticuliporen nicht zutreffe, und dass auch dieser Vorgang bei beiden Gruppen in verschiedener Weise verlaufe. Ferner wird der verschiedene Bau der Wand bei *Monticulipora* und den Bryozoen betont. Bei diesen seien die Wände stets faserig gebaut und von Capillarkanälen und grösseren Oeffnungen durchbrochen, die es ermöglichen, dass die in „latenter Vitalität“ befindliche Mehrzahl der Individuen von einigen Nahrung aufnehmenden ernährt würden. Bei *Monticulipora* und Verwandten fehlt eine solche Verbindung.

Ohne in dieser schwierigen Frage ein bestimmtes Urtheil aussprechen zu wollen, glaubte ich doch die Gründe, welche für und wider die Bryozoennatur der fraglichen Formen sprechen, zusammenstellen zu sollen, da aus ihnen so viel mit Sicherheit hervorgehen dürfte, dass man in einer derartig strittigen Fossilgruppe nicht ohne weiteres die Vorfahren einer Alcyonarier-Familie, wie die Pennatuliden, sehen kann.

---

[1]) Bihang K. Svensk. Vet. Akad. Handl., XXI, 1896, No. 7, p. 12.

Ob und in wie weit Beziehungen der Tabulaten zu Hexakorallen wahrscheinlich sind, soll hier nicht erörtert werden. Nach dem, was wir bis jetzt über den histologischen Bau der Favositiden wissen, ist es, wie NEUMAYR[1]) in beredten Worten ausgeführt hat, wenig wahrscheinlich, dass die Poren dieser Gruppe denen der Perforaten homolog wären, da sie nicht, wie bei diesen, die Folge und der Ausdruck der Mikrostructur sind.

Es dürfte also auch heute, nachdem der Kreis der vorliegenden Beobachtungen wesentlich erweitert ist und vielfach neue Gesichtspunkte in die Erörterung hineingetragen sind, der Standpunkt Geltung haben, den NEUMAYR im Jahre 1889 dahin zusammenfasste: „Alle Versuche, die paläozoischen Tabulaten an eine bestimmte Gruppe lebender Korallen anzuknüpfen, müssen als gescheitert, als wenigstens nach dem heutigen Stande unseres Wissens ungenügend begründet und theilweise als den thatsächlichen Verhältnissen widersprechend vorläufig zurückgewiesen werden.“ Ausnehmen möchte ich nur die Monticuliporiden, die thatsächlich nähere Beziehungen zu den Bryozoen als zu den Korallen zu haben scheinen, wenn auch bei ihnen nicht alle Schwierigkeiten gehoben sind.

Die übrigen Tabulaten scheinen nach dem bisherigen Stande unserer Kenntniss eine zusammengehörige erloschene Gruppe zu bilden. Sie besitzen ein wichtiges gemeinsames Merkmal in dem compacten Bau der Wand und der Septen, die nicht durch Ausbildung bestimmter Krystallisationscentren ein trabekuläres Gefüge erhalten.

Man könnte hier einwerfen, das Alter der Tabulaten lasse einen Schluss auf ihre Mikrostructur nicht zu. Die vielfachen verändernden Einwirkungen, welchen die paläozoischen Gesteine in der Regel ausgesetzt gewesen sind, hätten diese verwischt. Sicherlich trifft dies für viele Fälle zu, für alle jedoch nicht. Wenn die Rugosen vielfach ihre Mikrostructur so schön erhalten haben, wie es die Abbildungen von FRECH[2]) und v. KOCH[3]) zeigen, ist nicht einzusehen, warum die Tabulaten derselben Schichten eine solche, wenn vorhanden, nicht auch zeigen sollten. In der That bietet ja auch *Syringopora* ein Beispiel erhaltener Structur.

---

[1]) Stämme des Thierreichs, p. 314.

[2]) Die Korallenfauna des Ober-Devons in Deutschland. Diese Zeitchrift, 1885, p. 21, und: Ueber das Kalkgerüst der Tetrakorallen. Ibidem, p. 928.

[3]) Mittheilungen über die Structur von *Pholidophyllum Loveni* E. u. H. und *Cyathophyllum* sp.? von Konjeprus. Palaeontographica, XXVIII, 1882, p. 213.

Das Anfangsstadium aller Tabulaten ist ein einfacher liegender Kegel. Aus diesem ersten Polypen gehen durch mehr oder weniger reichliche Knospung und durch verschieden starke Divergenz der schnell emporwachsenden Röhren und eventuell durch Concentration der Knospung an bestimmten Theilen der Colonie die mannichfaltigen Stockformen hervor.[1]) Eine einfach kegelförmige Zelle ist aber auch bei den Rugosen die Grundlage der Stockbildung. Solche einfachen kegelförmigen Polypen mit noch schwach entwickeltem Septalapparat dürften die gemeinsamen Stammformen der beiden grossen paläozoischen Gruppen bilden. Die Tabulaten erhalten ihr charakteristisches Gepräge durch das extreme Längenwachsthum der Polypenröhren bei verhältnissmässig beschränktem Durchmesser. Die Folge des verhältnissmässig geringen Röhrendurchmessers ist die in der Regel (jedoch durchaus nicht immer) schwache Entwickelung der Septen und die Vollständigkeit der Böden, die einfach oder mit geringeren Complicationen von Wand zu Wand gebaut werden. Die Folge des beschränkten Nahrungskreises, auf den das einzelne Individuum angewiesen war, war eine gewisse Unselbständigkeit desselben. Diese wurde paralysirt bei den Favositiden und den mit ihnen nahe verwandten Syringoporiden durch das Auftreten der Poren, welche eine Vertheilung der Nahrungssäfte durch den ganzen Stock ermöglichten, bei den Heliolitiden durch eine Vergrösserung der Nahrung-aufnehmenden Fläche. Diese wurde erzielt, indem die auseinander rückenden Thiere sich seitlich über den Kelchrand hinaus zu einer Gebrämscheibe ausdehnten, welche ein den verschiedenen Kelchen scheinbar gemeinsames Gewebe, das Cönenchym, ablagerte. Es liegt in dieser Vergrösserung der Nahrungsfläche des Individuums eine Convergenz zum Typus der Rugosen und der Hexakorallier. Aehnliche Merkmale wie bei den Tabulaten finden wir bei allen Korallen, deren Polypen lange, schmale Röhren bilden, so bei manchen Alcyonariern und manchen Perforaten.

Ob die Tabulaten in ihrer Gesammtheit erloschen sind, oder ob sich unter ihnen doch die Vorläufer jüngerer Formenkreise verbergen, das muss Detailuntersuchung ihrer einzelnen Gruppen lehren. Wir sind über die morphologische Bedeutung der einzelnen Theile des Tabulaten-Skelets noch nicht genug im Klaren, um das Problem ihrer verwandtschaftlichen Beziehungen schon jetzt überall definitiv zu lösen. Für *Heliolites* und Verwandte

---

[1]) Cf. Lindström l. c., Affinities of the Anth. Tab., p. 13, ferner die bemerkenswerthen Aufsätze Beecher's: The developement of a palaeozoic poriferous Coral, und: Symmetrial cell developement in the Favositidae, Transact. Connecticut Academy, VIII, 1891, p. 207 u. 216.

kann wohl LINDSTRÖM's Theorie und mithin die morphologische Verschiedenheit von *Heliopora* für ziemlich gesichert gelten [1]); doch muss auch hier noch sorgfältige Durcharbeitung der ganzen Gruppe uns über Zusammenhang von Septen, Kelchwand und Cönenchym vollständige Klarheit bringen. Genaue Untersuchung und Vergleichung der Syringoporen muss die Bedeutung ihrer Septaldornen, ob echte oder Pseudosepten, sicher erkennen lassen. Genaues Studium der Favositiden muss den morphologischen Werth der Septaldornen und der Poren prüfen. Dann werden sich die Beziehungen dieser Gruppen zu einander und eventuell zu jüngeren klar ergeben. So reizvoll es ist, diese ebenso interessante wie schwierige paläozoische Gruppe in Beziehung zu jüngeren zu setzen, so sehr muss man sich dabei in acht nehmen, um nicht den Boden der Beobachtung zu verlassen und sich auf das Gebiet der Speculation zu begeben.

Was immer wieder dazu reizt, die Tabulaten gerade zu den Alcyonariern ganz oder theilweise in Beziehung zu setzen, sind die mehrfachen Aehnlichkeiten und Analogieen in der äusseren Form und dem Aufbau des Stockes in seinen grossen Zügen (*Heliolites*-*Heliopora*, *Syringopora*-*Tubipora*, baumförmige Alcyonarier — baumförmige Tabulaten). Die Unterschiede der inneren Organisation, die sich aber bei diesen Versuchen immer wieder herausgestellt haben, drängen zu dem Schluss, dass diese Analogieen in Form und Aufbau des Stockes das Product gleicher Lebensbedingungen sind, dass, wo solche Analogieen vorhanden sind, die betreffenden Tabulaten in den paläozoischen Meeren dieselbe Stelle eingenommen haben, wie die entsprechenden Alcyonarier in denen der Jetztzeit. Ich stimme mit SARDESON vollständig überein in der Werthschätzung des biologischen Moments in Bezug auf die Herausbildung bestimmter Stockform und, in weiterer Anpassung an diese, mancher inneren Eigenthümlichkeiten. Die verschieden reichliche Ernährung, die daraus fol-

[1]) Allerdings ist der Dimorphismus von *Heliopora* nicht absolut sicher erwiesen, sondern nur, nach MOSELEY „by means improbable". Es bliebe also, wenn man in *Heliopora* einen Nachkommen von *Heliolites* sehen will, noch die Möglichkeit, auch auf die lebende Gattung die Theorie LINDSTRÖM's auszudehnen. Doch bedürfte dies zunächst noch des Beweises, und auch ein solcher würde wenig an dem Verhältniss der beiden Gattungen ändern. Ein Gebrämring kommt auch bei anderen Gruppen vor, wie LINDSTRÖM ausgeführt hat, so den Perforaten und Rugosen *(Ptychophyllum)*, und es bleiben zwischen *Heliolites* und *Heliopora* immer noch gewichtige Unterschiede bestehen, so die verschiedene Natur der Septen, der Mangel der bei *Heliolites* nicht nachweisbaren Cönenchymkanäle und vor Allem die verschiedene Mikrostructur.

gende mehr oder weniger reichliche Knospung, die Richtung, aus der die Nahrungszufuhr stattfand, und das Bestreben, die Nahrungszufuhr möglichst gut auszunutzen, das sind die Factoren, welche vorwiegend das Korallenskelet umformen. Wie das Knochengerüst der Wirbelthiere bedingt wird durch die mechanischen Aufgaben, welche der Nahrungserwerb ihm stellt, so wird der Aufbau des festsitzenden Korallenstockes beherrscht von der Anpassung an bestmöglichste Ernährung unter den gegebenen Umständen. Weil nun die Alcyonarier in den heutigen Meeren vielfach dieselbe Stelle einnehmen, die die Tabulaten in den paläozoischen inne hatten, weil auf sie gleiche oder ähnliche biologische Einflüsse einwirken, deshalb zeigt der Aufbau ihrer Stöcke manche Parallelerscheinungen mit denen der Tabulaten.

Es fehlt in der geologischen Geschichte nicht an Beispielen dafür, dass verschiedene mit einander nicht direct verwandte Thierabtheilungen nach einander denselben Platz in der Natur eingenommen haben. Die Brachiopoden haben ihre Wohnsitze in den Litoralzonen der Meere an die im Mesozoicum aufblühenden Conchiferen abtreten müssen. Die Flugsaurier sind aus dem Luftmeere durch die besser organisirten Vögel verdrängt worden. Immer hat in solchen Fällen die Anpassung an die gleichen Lebensbedingungen gewisse gleiche oder ähnliche Umformungen erzeugt, so bei Flugsauriern und Vögeln z. B. die Pneumaticität der Knochen. Lebensbedingungen, die extreme Dickschaligkeit und Ungleichklappigkeit befördern, haben aus den Brachiopoden und aus den Zweischalern je einen aberranten Seitenzweig in gleicher Richtung hervorgehen lassen, der im ersteren Falle in *Richthofenia,* im letzteren in den Rudisten gipfelt.

Aehnlich liegen die Verhältnisse bei Tabulaten und Alcyonarien. Den gleichen biologischen Impulsen folgend, entwickelten sich bei beiden Stämmen knollige, baumförmige, bündelförmige Stöcke. Die Anpassung an die gleiche Stockform erzeugte bei den gleichgestalteten Tabulaten und Oktokoralliern gewisse gleichsinnige Umformungen, ohne dass man daraus einen Zusammenhang beider Stämme folgern darf, ohne dass die knolligen Alcyonarier von den knolligen Tabulaten u. s. w. sich ableiten lassen. Die durch diese Convergenz-Erscheinungen erzeugte Aehnlichkeit kann eine recht weitgehende sein. Lockere Stöcke aus dünnen Röhren bedürfen einer inneren Verfestigung, die durch Querröhren oder horizontale Ausbreitungen hergestellt wird. Es ist vortheilhaft für die Ernährung einer jungen Knospe, dass diese sich schnell vom Mutterpolypen entfernt: die Knospung rückt auf diese Querverbindungen hinüber. So entstand in paläozoischer Zeit *Syringopora,* in jüngerer *Tubipora.*

Die bei genauerer Vergleichung sich überall ergebende Verschiedenheit im histologischen Bau und im morphologischen Werth der einzelnen Skeletelemente und das Auftreten der vorhandenen Aehnlichkeitspunkte auch bei manchen Rugosen und Hexakoralliern drückt die äussere Aehnlichkeit, die theilweise zwischen Tabulaten und Alcyonariern vorhanden ist, zum Range einer Convergenz-Erscheinung herab und lässt eine Ableitung der einzelnen Alcyonarier-Gruppen aus entsprechenden Tabulaten-Gruppen nicht möglich erscheinen. Sollten unter den Tabulaten thatsächlich Vorläufer der Alcyonarier vorhanden sein, so könnte es nur eine einzelne kleinere Gruppe sein, die sich umgeformt und unter Unterdrückung der anderen die alte Formenmannichfaltigkeit wieder neu erzeugt hätte.

Fassen wir die wichtigsten Punkte der vorstehenden Ausführungen, in denen die Frage natürlich keineswegs erschöpft, sondern der Stand derselben nur skizzirt werden konnte, nochmals zusammen, so können wir sagen: Eine Ableitung der einzelnen Alcyonarier-Familien von einzelnen Tabulaten-Gruppen stösst überall auf grosse Schwierigkeiten. Die grösste und bei allen wiederkehrende ist der verschiedene histologische Bau. *Heliolites* lässt den Bau aus radial zu einer Axe gestellten Kalkfasern, wie ihn *Heliopora* zeigt, nicht erkennen, und bei keiner tabulaten Koralle ist bisher ein Aufbau aus einzelnen Kalkspiculä nachgewiesen, wie ihn die Kalkgerüste der übrigen Alcyonarier zeigen. Wir können aber nicht glauben, dass die Tabulaten ihre Stockform seit der paläozoischen Zeit fast unverändert beibehalten, dabei aber ihre Histologie total umgestaltet haben sollten. Die ontogenetische Entstehung des Alcyonarier-Kalkskelets, soweit ein solches vorhanden ist, durch Bildung von Spiculä und spätere Verschmelzung derselben, weist auf eine Abstammung von weichhäutigen Vorfahren hin, nicht auf solche mit compact gebautem Röhrenskelet, wie es die Tabulaten besitzen.

3. Beiträge zur Kenntniss der Gabbro- und Serpentingesteine von Nord-Syrien.

Von Herrn Ludwig Finckh in Stuttgart.

Hierzu Tafel I.

Literatur-Verzeichniss.

1. W. Ainsworth, Researches in Assyria, Babylonia and Chaldaea, 1838.
2. Fr. Becke, Gesteine von Griechenland. Tschermak's Min. u. petr. Mitth., I, 1878, p. 459, 469.
3. A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. Ibid., XII, 1892, p. 289.
4. W. Bergt, Beiträge zur Petrographie der Sierra Nevada de Santa Martha und der Sierra de Perija in Columbia. Ibid., X, 1889, p. 355.
5. M. Blanckenhorn, Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien; darin besonders: Tagebuch einer geologischen Studienreise in Nord-Syrien, 1891.
6. — Die Structurlinien Syriens und des Rothen Meeres. v. Richthofen-Festschrift, 1893.
7. — Die Entwickelung des Kreidesystems in Mittel- und Nord-Syrien. Cassel 1890.
8. — Das Eocän in Syrien. Diese Zeitschr., 1890, p. 318.
9. — Das marine Miocän in Syrien. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., LVII, 1890.
10. — Das marine Pliocän in Syrien. Sitz.-Ber. d. Physik.-Medic. Societät, Erlangen, 24. Heft, 1891.
11. T. G. Bonney, On some ligurian and tuscan serpentines. Geol. Mag., (2), VI, 1879, p. 362.
12. R. Brauns, Studien über den Paläopikrit von Amelose bei Biedenkopf und dessen Umwandlungsprodukte. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. V, 1887, p. 275.
13. A. Breithaupt, (Hartmann's Berg- u. Hüttenmännische Zeitung, 1853, p. 404). N. Jahrb. f. Min., 1854, p. 181.
14. C. Capacci, La formazione ofiolitica del Monteferrato presso Prato (Toscana). Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1881, 7—8, p. 275.
15. Clarke und Schneider. Zeitschr. f. Krystallogr., 1890, p. 390.
16. Alfonso Cossa, Sulla massa serpentinosa di Monteferrato (Prato). Boll. R. Com. geol. d'Italia, 1881, 5—6, p. 240.
17. Daubrée, Comptes rendus, LXII, 1866, p. 660.
18. Br. Doss, Die Lamprophyre und Melaphyre des Plauenschen Grundes. Tschermak's Min. u. petr. Mitth., XI, 1890, p. 67.

19. H. B. FOULLON, Ueber Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. Sitz.-Ber. k. Akad. Wien, Math.-nat. Classe, 1891, p. 149.
20. R. B. HARE, Die Serpentinmasse von Reichenstein und die darin vorkommenden Mineralien. 1879.
21. S. HAUGHTON, On serpentines and soapstones. Philos. Mag., London, X, 1855, p. 253.
22. ISSEL, Il terromoto del 1887 in Liguria. Supplemento al: Boll. R. Com. geol. d'Italia, 1887. — (cf. s. MAZZUOLI.)
23. KALKOWSKY, Elemente der Lithologie. 1886.
24. A. KENNGOTT, a. Eine neue Species der Serpentinsteatite. (Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., XVI, p. 170 ff.) N. Jahrb. f. Min., 1857, p. 437. b. Pseudophit. N. Jahrb. f. Min., 1869, p. 343.
25. J. LEHMANN, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine. 1884.
26. K. A. LOSSEN, Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A., 1884, p. 525.
27. B. LOTTI, Contribuzione allo studio delle serpentine italiane e della loro origine. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1883, p. 281.
28. — Descrizione geologica dell' isola d'Elba. 1886.
29. — Lherzolithe die Rocca di Sillano e dei Monti Livornesi. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XVIII, 1887, p. 136.
30. MAZZUOLI ed ISSEL, Relazione degli studi fatti per un rilievo delle masse ofiolit. nella riviera di Levante (Liguria). Ibid., XII, 1881, p. 313.
31. L. MAZZUOLI, Nota sulle formazioni ofiolitiche della valle del Penna nel-l'Appenino. Ibid., XV, 1884, p. 394.
32. K. OEBBECKE, Beitrag zur Kenntniss des Paläopikrits und seiner Umwandlungsprodukte. 1877.
33. ROMBERG, Gabbrodiorit von Argentinien. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. IX, 1894—95, p. 275.
34. G. ROSE, Bildung des Serpentins. POGGENDORFF's Annalen, LXXXII, 1851, p. 511.
35. H. ROSENBUSCH, I. Mikroskopische Physiographie der petr. wichtigen Mineralien, 1892. — II. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 1896.
36. JUST. ROTH, Allgemeine und chemische Geologie, 1887.
37. JOS. RUSSEGGER, Reisen in Europa, Asien und Afrika in den Jahren 1838—1841. I, 1841.
38. A. SAUER, Rutil als mikroskopischer Gesteinsgemengtheil. N. Jahrb. f. Min., 1879, p. 569.
39. TRIPPKE, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Diese Zeitschr., 1878, p. 145.
40. C. VIOLA, Sulla regione dei gabbri e delle serpentine nell' alta valle del Sinni in Basilicata. Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1892, p. 105.
41. WEIGAND, Serpentine der Vogesen. TSCHERMAK's Min. u. petr. Mitth., V (a. Folge), 1875, p. 183.
42. WEINSCHENK, Zur Kenntniss der Entstehung der Gesteine und Minerallagerstätten der östlichen Centralalpen. N. Jahrb. f. Min., 1895, I, p. 221.

43. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speciell des Grossvenedigerstocks, I. Abh. kgl. bayr. Akad. d. Wiss, II. Cl., XVIII, (3), 1894, p. 655.
44. v Werwecke, Eigenthümliche Zwillingsbildungen an Feldspath und Diallag. N. Jahrb. f. Min., 1883, II, p. 97.
45. G. H. Williams, The gabbros and associated hornblende rocks in the neighbourhood of Baltimore. Bull. U. St. Geol. Survey, No. 28, 1886.
46. — The Geology of Baltimore and its vicinity. Guide to Baltimore with account of the geology and its environs and three maps. Americ. Instit. of Mining engineers, Baltimore Meeting, Febr. 1892.
47. — The non feldspathic intrusiv rocks of Maryland and the course of their alteration. Americ. Geolog., July 1890.
48. — The gabbros and diorites of the Cortlandt Series on the Hudson river near Peakskill, New York. Amer. Journ. of science, XXXV, 1888.
49. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, 2. Aufl., 1894.

Einleitung.

Schon in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts wurde durch die Reiseberichte von William Ainsworth und Joseph Russegger bekannt, dass Serpentine und Gabbrogesteine in Nord-Syrien eine nicht unbedeutende Rolle spielen. In neuerer Zeit fanden diese Mittheilungen Bestätigung durch die Ergebnisse der Reise, welche M. Blanckenhorn im Frühjahr 1888 nach Syrien zum Zwecke geologischer Studien unternommen hat.

Da, abgesehen von den Notizen, welche Ainsworth (1), Russegger (37) und Blanckenhorn (5—10) über die makroskopische Beschaffenheit dieser Gesteine und ihr geologisches Vorkommen gegeben haben, sowie einer Bemerkung J. Roth's (36, II, p. 540) über die mikroskopische Structur eines aus der Gegend von Antiochia stammenden Serpentins und einer von S. Haughton (21, p. 253) veröffentlichten chemischen Analyse eines nordsyrischen Serpentins von unbekanntem Fundort, nichts über die chemische und mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine, beziehungsweise deren Ursprung berichtet ist, so habe ich gern die Gelegenheit ergriffen, das mir von Herrn Blanckenhorn freundlichst zur Verfügung gestellte Material einer eingehenderen Untersuchung zu unterziehen.

Geologischer Theil.

Das Gebiet, in welchem die von mir untersuchten Gesteine auftreten, umfasst die Küstenstriche im westlichen Theile Nord-Syriens, welche sich im Norden der Bucht von Dschebele bei 35° 25′ nördl. Br. zunächst zwischen dem Mittellän-

dischen Meere und dem mittleren Orontesthale oder Nahr el-ʿĀsī ausdehnen. Weiter nach Norden wird die östliche Grenze durch den Lauf des Nahr ʿAfrīn gebildet, des grössten von NO. kommenden Nebenflusses des Orontes, der vor seiner Einmündung in letzteren in der Tiefebene el-ʿAmḳ noch den grossen See von Antiochia oder Aḳ Deñiz durchströmt.

Dieser Bezirk lässt sich in mehrere Gebirgszüge gliedern, welche durch Niederungen von einander getrennt sind. Im Norden der Ebene von Lādḳīje erhebt sich das Casiusgebirge, dessen Culminationspunkt, der Dschebel Aḳraʿ, eine Höhe von 1767 m ü. d. M. erreicht. An das Casiusgebirge schliesst sich im O. der Dschebel el-Kusēr, ein einförmiges Tafelland, an, als Verbindungsglied zwischen jenem und dem Dschebel el-ʿAnsērīje oder Nusairiergebirge im S. des Dschebel el-Kusēr. Nördlich vom unteren Orontesthale bildet das Amanusgebirge, wie Blanckenhorn sagt, das Gegenstück zu dem Casius. Im NO. zwischen den Oberläufen des Kara Su und des Nahr ʿAfrīn, den beiden Hauptzuflüssen des Sees von Antiochia, erheben sich in der Verlängerung der Casiuslinie die Parallelzüge des Kardalar Dagh oder des Kurdengebirges im engeren Sinne und des Sarikajagebirges. Es sind dies die westlichen Theile eines grösseren Gebirgscomplexes, welcher sich vom Kara Su bis zum Euphrat erstreckt und der in seiner Gesammtheit von Blanckenhorn mit dem Namen Kurdengebirge bezeichnet wird. Die breite Thalebene des erwähnten Kara Su und deren südliche Fortsetzung, die sumpfige Niederung el-ʿAmḳ mit dem Aḳ Deñiz, trennt das Kurdengebirge von dem grossen zusammenhängenden Küstengebirge im Westen, dem Amanus Mons der Alten, der aus dem nordöstlicheren Giaur Dagh und dem südwestlichen Dschebel el-ʿAhmar besteht.

Die sedimentären Schichten, welche im Wesentlichen an dem Aufbau unseres derartig gegliederten Gebietes betheiligt sind, gehören mit Ausnahme der paläozoischen Schichten des Giaur Dagh der Kreide- und der Tertiär-Formation an. Die Basis bilden überall obercretaceische, dem Senon und vielleicht dem Turon angehörige Kalke, welche in grösseren Complexen im Casius, Amanus und im östlichen Kurdengebirge zu Tage treten, während sie sonst unter mächtigen Tertiär-Ablagerungen verborgen und nur gelegentlich in Thälern angeschnitten sind.

Neben diesen Sedimentgesteinen sind nordwestlich einer von dem Küstenort Dschebele nach Aintāb zu ziehenden Linie, welche den Orontes unterhalb Dērkusch im schiefen Winkel schneidet, Gabbros und Serpentine von grosser Bedeutung; sie durchbrechen die Kalke und Mergel stockförmig oder erscheinen deckenförmig zwischen- oder aufgelagert.

Betrachten wir das in dieser Weise zusammengesetzte Gebiet in Bezug auf seine Entstehung, so ergeben sich nach Blanckenhorn folgende Thatsachen. Wo eocäne Schichten mit cretaceischen vorkommen, liegen sie letzteren im Allgemeinen concordant auf. Eine bestimmte Grenze zwischen beiden ist nicht ausgeprägt, die Sedimentation scheint keine Unterbrechung erlitten zu haben. Das trifft z. B. für die östlichen Theile von Nord-Syrien zu. Nur im nördlichen Nusairiergebirge unweit Bedāma ist das Eocän deutlich discordant über den Kreideschichten gelagert, woraus hervorgeht, dass hier gegen Anfang des Eocän eine Unterbrechung im Absatze der Sedimente stattgefunden; diese Discordanz bedeutet zugleich eine Transgression des Eocän-Meeres. Da eocäne Ablagerungen im Casius und im Amanus vollständig fehlen, so schliesst Blanckenhorn, dass diese beiden Gebirge, welche damals vermutlich noch in ununterbrochenem Zusammenhang standen, sich schon gegen Beginn der Eocän-Epoche aus dem Meere erhoben und aus dem Eocän-Meere als Inseln aufgeragt haben.

Die Kreide-Schichten des Amanus und Casius, sowie im Kurdengebirge die mit ihnen verknüpften Eocän-Schichten zeigen schwache Faltungen. Blanckenhorn betrachtet deshalb diese Gebirge als Parallelzüge des Taurusgebirgsystems. Mit dieser Auffaltung steht wohl auch die erwähnte Discordanz zwischen Kreide und Eocän bei Bedāma in engster Beziehung.

Grosse Einbrüche, welche, wie die in pliocäner Zeit erfolgten, auf die heutige Gestalt der nordsyrischen Gebirge einen bedeutenden Einfluss hätten ausüben können, haben nach Blanckenhorn in vorpliocäner Zeit nicht stattgefunden. Geringfügigere Dislocationen der cretaceischen Schichten im Casius, sowie der Eocän-Schichten im Kurdengebirge, welche stets in der Nähe der Serpentinstöcke beobachtet wurden, stehen wohl mit dem Aufleben der vulcanischen Thätigkeit, welcher die Serpentine ihr Dasein verdanken, in Verbindung.

Der Umstand, dass zwischen den Eocän-Schichten und den jüngeren marinen Miocän-Schichten Sedimente völlig fehlen, spricht dafür, dass im Oligocän eine relative Erhebung des Landes, bez. ein Rückzug des Meeres stattfand. Erst mit dem Ober-Miocän drang das Meer über die zwischen den Faltenzügen des Amanus und Casius zuerst als breite Mulde vorgebildete Einsenkung an dem heutigen unteren Orontesthale wieder tief in das Innere des Landes ein und bildete eine grosse verzweigte Bucht, welche sich bis in die Gegend von Aleppo erstreckte. Zweige dieser Bucht bedeckten das heutige Plateau el-Kusēr und das Thal des Kara Su. Von pliocänen Schichten scheint Unter-Pliocän (Congerien-Schichten) nicht zur

Ablagerung gelangt zu sein. Dagegen treten marine Mittel-Pliocän-Schichten (III. Mediterranstufe) im Nahr el-Kebīrbecken sowie im unteren Orontesthale auf. Auch am Westabfall des Amanus bei Alexandrette ist das Vorhandensein dergleichen Schichten wahrscheinlich. Marines Ober-Pliocän (IV. Mediterranstufe) findet sich dagegen nur nördlich der Orontesmündung, am Westfusse des Dschebel Mūsa, wo sie bei Seleucia Pieria die Miocän-Schichten discordant überlagern. In der Pliocänzeit wiederholten sich also die Schwankungen des Meeresspiegels, indem bei ihrem Beginn mit Sicherheit ein Zurückweichen des Meeres anzunehmen ist, dem dann bald wieder eine allerdings beschränkte Transgression folgte.

Hand in Hand mit diesen mehr allgemeinen Niveau-Verschiebungen vollzogen sich auch Bodenbewegungen mehr localer Art, Verwerfungen, die freilich in Syrien in ganz ungewöhnlichem Maasse eine Rolle spielten. Dem grossartigen zusammenhängenden Netze von Brüchen, das die syrischen Küstengebirge vom äussersten Süden bis zum Taurus überzieht, verdankt das Land im Wesentlichen sein heutiges Relief.

Am Nordfusse des Dschebel el-Kusēr und des Casius sowie im Süden des Amanus beobachtete Blanckenhorn Verwerfungen, welche die Miocän-Schichten mit betroffen haben, die Pliocän-Schichten aber nicht. Auch zwischen Casius und Nusairiergebirge fand er am Wege von Lādḳīje nach Dschisr esch-Schuṛr die Kreide-Kalke und die sie überlagernden Eocän-Schichten verworfen, die mittelpliocänen Ablagerungen noch ungestört und schliesst daraus, dass hier Brüche in altpliocäner Zeit stattgefunden haben, ferner, dass infolge dieser Spaltenbildung die schon vorhandenen Senken zwischen Amanus und Casius, sowie zwischen letzterem und dem Nusariergebirge erweitert worden sind, wodurch das Vordringen des dritten Mediterran-Meeres erleichtert wurde.

War das Relief der Küstenlandschaft im Norden der Dschebelebucht zum Theil durch dem Alter nach etwa unterpliocäne Einbrüche, die verschiedene Richtungen, vorwiegend aber eine solche von SO. nach NW. innehalten, bedingt, so zeigt sich in den östlichen Regionen ein zusammenhängendes System noch jüngerer Dislocationen von ziemlich gleichem, meridionalem Verlauf. Der Dschebel el-ʾAnsērīje und der östlichere Dschebel el-Aʿlā erscheinen ähnlich dem Libanon und dem Antilibanon in Mittel-Syrien als Horste. Der zwischen ihnen gelegene Mittellauf des Orontes ist ein grosser Grabenbruch. Da bei Dschisr esch-Schuṛr auf dem linken Orontesufer auch die dort anstehenden pliocänen Süsswasserkalke von meridional verlaufenden Verwerfungen be-

troffen sind, so schliesst BLANCKENHORN, dass dieses meridionale Bruchsystem erst gegen Ende der Pliocän-Periode entstanden ist.

Betrachten wir nun, unter welchen Verhältnissen die uns hier interessirenden Serpentine und Gabbros sich in die in beschriebener Weise gestörten Schichtencomplexe einfügen, so fällt zunächst auf, dass dieselben, abgesehen von einem Vorkommnisse in der Ebene von Antiochia, nur mit vormiocänen Schichten verknüpft sind. Nirgends spricht ihre Lagerung dafür, dass die Eruption der Muttergesteine jener Serpentine mit den grossen Brüchen der Pliocänzeit in Verbindung zu bringen sei.

Im dem „südlichen Vorland des Casius am Unterlauf des Nahr el-Kebīr“ bei Lādḳīje sind jedenfalls die dortigen marinen Pliocän-Schichten von den Eruptionen nicht mehr betroffen. Im Gegentheil enthalten die Conglomerate des Pliocän Gerölle aller vorkommenden Serpentine und sonstiger Grünsteine. „Die Eruption der letzteren dürfte im Wesentlichen noch vor Ablagerung des Nummulitenkalkes jener Gegend, der wohl einer höheren Etage des Eocän angehört, erfolgt sein.“ Gleichwohl sollen nach BLANCKENHORN die Störungen des Kreidegebirges, welche zeitlich mit denen des überliegenden mit davon betroffenen Eocän zu-

Textfigur 1.

g = Serpentin. k = harter, dichter Kieselkalk der oberen Kreide, m = Miocän. p = Marines Mittel-Pliocän. D = Gabbro.
Längenmaassstab 1 : 100000, Länge zur Höhe = 1 : 5.
Nach M. BLANCKENHORN, Grundzüge der Geologie von Nord-Syrien.

sammenfielen, nur zum geringen Theil mit den Durchbrüchen der Eruptivgesteine in ursächlichem Zusammenhang stehen. Im Gegensatz dazu scheinen am Casius selbst, nämlich am Südfusse des Dschebel Aḳraʿ bei Kesāb, solche Störungen in erhöhtem Maasse stattgefunden zu haben. Serpentine bezw. deren Muttergesteine haben hier die oberen Kreide-Ablagerungen stock- oder gangförmig durchbrochen, am Contact verändert und in ihrer Lagerung gestört. Die Kreide-Schichten erscheinen dort „ausserordentlich zerstückelt“.

Am Nordabfall des Casius und des Dschebel Kusēr, speciell am Dschebel Habīb en-Nedschār bei der Stadt Antiochia werden die Serpentine anscheinend als Grundgebirge von den Sedimenten der oberen Kreide überlagert (s. Textfigur 1). Dieser Umstand könnte für ein höheres als cretaceisches Alter sprechen, wenn es Blanckenhorn[1]) nicht gelungen wäre, an einzelnen Stellen apophysenartige Gänge nachzuweisen, welche von der Serpentinmasse in die Kreide-Schichten abzweigen.

Im Kurdengebirge überlagern Eocän-Gebilde unmittelbar die dort auftretenden mächtigen Serpentinmassen, eine im Kardalar Dagh, dem westlichen Hauptrücken dieses Gebirges, allgemein zu beobachtende Thatsache; an einzelnen Stellen eines östlichen Höhenzuges des Kurdengebirges, zwischen den Quellflüssen des ʿAfrīn südlich vom Dorfe Jailadschiḳ, aber zeigt sich, dass die eruptiven Massen auch noch die Eocän-Schichten durchbrochen und sich über ihnen deckenförmig ausgebreitet oder kuppenförmig aufgethürmt haben (s. Textfigur 2).

Die Eocän-Ablagerungen bestehen im Kardalar Dagh zu unterst aus Serpentin-Conglomeraten und -Breccien, welche nach oben in Kalke übergehen. Im Sarikajagebirge ist der oberflächlich geschieferte (nicht geschichtete!) Serpentin von Thonschiefern und Mergeln und letztere wieder von kalkigen Sedimenten überlagert. Die untersten Etagen der Eocän-Ablagerungen stellen also zum Theil Gebilde dar, welche auf die abradirende Thätigkeit des vordringenden Eocän-Meeres zurückzuführen sind.

---

[1]) Blanckenhorn äussert sich hierüber in folgender Weise (6, p. 59): „An den Nordabfällen des Casius am unteren Orontes (linkes Ufer) liegen sie an der Basis der oberen Kreide-Schichten, scheinen aber doch erst in postcretaceischer Zeit gelegentlich der Emporhebung des Gebirges in diese Lage gekommen zu sein, zumal von diesem Grundgebirge aus Gänge und Stöcke desselben Gesteins in das Hangende abgehen und die Kalke hier am Contact metamorphosirt haben.“ Somit sind die Serpentine am Nordfusse des Casius und des Dschebel Kusēr jünger als die sie überlagernden oberen Kreide-Schichten und erweisen sich als Intrusivmassen, die vielleicht in Form von Lakkolithen zwischen die Kreide-Schichten eingepresst wurden.

Textfigur 2.
Querprofil durch das Kurdengebirge von Aintāb nach Sendschirli.
Längenmaassstab 1 : 40000. Länge : Höhe 1 : 5.

a = Diluvium. e = Eocänkalk mit Feuerstein. em = Eocän, Bunte Mergel. k = Senone Kreidemergel. s = Serpentine. B = Basalt.
Nach Blanckenhorn, Grundlinien der Geologie von Nord-Syrien.

Die hier lagerförmig auftretenden Serpentinmassen sind somit älter als die sie bedeckenden Sedimente. Eine genauere Altersbestimmung lässt sich indessen nicht feststellen, da die die Basis der Serpentine bildenden Schichtcomplexe nicht bekannt sind.

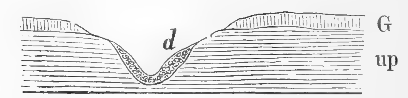
Die Serpentingänge, welche bei Jailadschik die Eocän-Schichten durchsetzen, sind nachweisbar jünger als letztere, aber auch für sie lässt sich der Zeitpunkt ihres Ausbruches nicht genau angeben, da hier überlagernde jüngere Sedimente leider fehlen. Nichtsdestoweniger glaubt Blanckenhorn wohl mit Recht schliessen zu dürfen, dass die Eruptionen der Gesteine, aus welchen die Serpentine sowohl des Casiuszuges als des Kurdengebirges hervorgegangen sind, entweder gegen Schluss der Kreide-Periode oder zu Beginn der Eocän-Epoche stattgefunden und zum Theil in dieser fortgedauert haben. Die Zeit dieser Ausbrüche fällt somit mit der Auffaltung dieser Gebiete zusammen. Es liegt deshalb nahe, sich die Frage vorzulegen, ob diese Eruptionen auch in ursächlicher Beziehung zu den die Faltung der Schichten bedingenden Kräften gestanden, um so mehr, als diese Serpentine und Gabbros auf das gefaltete Gebiet Nord-Syriens beschränkt sind, während in dem südöstlichen Tafellande und zwar in bedeutend späterer Zeit nur Basalte zum Ausbruche gelangten. Auf Grund der bisher gemachten Erfahrungen sowie der heutigen Anschauungen über die Ursachen der vulkanischen Thätigkeit ist diese Frage entschieden in bejahendem Sinne zu beantworten.

Lediglich bezüglich des Gabbros[1]) von Antiochia auf dem

[1]) Seiner geographischen Lage nach ist dieses Gabbrovorkommen in das Gebiet des Amanus zu rechnen, indem der Unterlauf des Orontes

rechten Ufer des Orontes ist eine Ausnahme zu machen, denn er ist vor den übrigen Eruptivgebilden durch sein besonders jugendliches Alter ausgezeichnet. In Gestalt einer ausgedehnten Decke überlagert er nämlich auch noch die mittelpliocänen Ablagerungen in der Orontesebene. Diese Decke wurde in diluvialer Zeit von dem Orontes und seinen rechten Nebenflüssen durchschnitten, und dadurch wurden die an ihrer Basis befindlichen Pliocän-Schichten blosgelegt (s. Textfigur 3). Da unmittelbar über dem Gabbro an

Textfigur 3.
Querschnitt durch ein rechtes Seitenthal des Orontes, 8 km südwestlich Antākīje (Antiochia).



up = Marines Mittel-Pliocän. d = Diluviales Conglomerat. G = Gabbro.
Nach M. Blanckenhorn, Grundzüge der Geologie von Nord-Syrien.

den Gehängen dieser Thäler noch pleistocäne Schotter folgen, so lässt sich der Zeitpunkt seines Eruptivwerdens mit grosser Sicherheit bestimmen. Die Eruption muss also vor Beginn der Diluvialzeit und nach Ablagerung der mittelpliocänen Schichten erfolgt sein, sie fällt somit zeitlich annähernd mit der Entstehung des meridionalen Bruchsystems, welches die Reliefformen des östlichen Tafellandes bestimmte, zusammen.

Petrographischer Theil.

Die Lagerungsverhältnisse, unter welchen die Serpentine Nord-Syriens auftreten, erlauben nach Blanckenhorn nicht, diesen Gesteinen bezw. ihren Primärgesteinen einen anderen als eruptiven Ursprung zuzuschreiben. Es könnte, wie dies bei den italienischen Serpentinen (23, p. 231) geschehen, die Ansicht geltend gemacht werden, dass die stockförmig die Kreide-Schichten durchsetzenden Serpentinmassen Glieder archäischer Schichtencomplexe seien, welche von den sie ursprünglich begleitenden krystallinen Schiefern durch Erosion und Denudation befreit wurden, so dass sie also klippenartige Reste des Archaicum darstellen, die später von den Kreide-Schichten umlagert worden seien. Doch scheint mir diese Anschauung in Bezug auf die nordsyrischen Serpentine nicht zu-

---

die Grenze zwischen diesem Gebirge und dem Casius bildet. Weitere Gesteinsproben liegen mir von dem Amanusgebirge nicht vor, das Blanckenhorn leider nicht besucht hat

lässig, da weder von BLANCKENHORN noch von den älteren Forschern Spuren von krystallinen Schiefern in Zusammenhang mit den Serpentinen nachgewiesen werden konnten. Sodann spricht auch für den jungeruptiven Ursprung der Umstand, dass nach BLANCKENHORN die dem Serpentin zunächst liegenden Kreide-Schichten Veränderungen erlitten haben, welche schliessen lassen, dass sein Urgestein die cretaceischen Kalke metamorphosirt hat.

Wenn auch die spärlichen, mir aus der Nähe der Contactzone vorliegenden Gesteinsproben im Allgemeinen keine wesentlichen Veränderungen zeigen, welche mit Sicherheit auf Contactmetamorphose zurückzuführen wären, so erweist sich wenigstens ein grobkörniger Fassaitfels, welchen BLANCKENHORN in der Nähe eines Serpentinganges westlich von Jailadschik gefunden, sowohl seiner mineralogischen als chemischen Beschaffenheit nach als ein ohne Zweifel durch Contactwirkung entstandenes Gestein.

Wie die Beobachtungen an Ort und Stelle für den eruptiven Ursprung dieser Serpentine sprechen, so auch in einzelnen Fällen die noch erkennbare Mikrostructur der betreffenden Primärgesteine, welche auf's deutlichste erkennen lässt, dass diese pyrogener Natur sind.

Die Thatsache, dass in den die Serpentinmassen unmittelbar überlagernden Conglomeraten und Kalken (im Kurdengebirge eocänen, in der Gegend von Lādkïje pliocänen Alters) Gerölle von Gabbrogesteinen von mannichfaltiger Zusammensetzung und in verschiedenen Zersetzungsstadien eine grosse Rolle spielen, ist für die Frage nach dem Ursprung der Serpentine insofern von Bedeutung, als sie auf die Vermuthung führt, dass die Serpentine von basisch zusammengesetzten Gabbrogesteinen, welche bekanntlich einer sehr grossen Variabilität fähig sind, abstammen. Auch auf Grund der chemischen und petrographischen Untersuchung glaube ich mit Sicherheit den Schluss ziehen zu dürfen, dass die Serpentine Nord-Syriens mit eruptiven Gabbrogesteinen und den mit diesen verknüpften Peridotiten in engster genetischer Beziehung stehen.

Die Frage nach der primären oder secundären Natur vieler Serpentin-Vorkommen ist in neuerer Zeit vielfach Gegenstand wissenschaftlicher Discussion gewesen, so dass eine kurze Beleuchtung dieses Gegenstandes und eine Zusammenstellung der darüber geäusserten Anschauungen an dieser Stelle nicht umgangen werden kann. Im Allgemeinen herrscht wohl die Ansicht vor, dass die Serpentine nicht als ursprüngliche, sondern als secundäre Gesteine, welche allerdings aus sehr verschiedenartigen Felsarten hervorgehen können, zu betrachten sind. Trotz dieser Mannichfaltigkeit der Primärgesteine ist indessen der Kreis

derselben doch ein beschränkter, indem nur an Magnesia sehr reiche Mineralgemenge zur Entwickelung des Magnesiahydrosilicats geeignet erscheinen. Die Magnesiasilicate können sowohl die Form des Augits, als auch der Hornblende oder des Olivins haben; im Speciellen wird dann der Verlauf der Umwandlung kleine Differenzen, insbesonders in den Structurverhältnissen aufweisen. Da nun die Gabbrogesteine, wie schon erwähnt, in besonders hohem Grade eine Mannichfaltigkeit in ihrer Mineralzusammensetzung zeigen, indem bald der Feldspath überwiegt, bald gegen den Augit und den etwa vorhandenen Olivin zurücktritt, ja local ganz verschwindet, so dürften die Gabbros, wo sie in Verbindung mit Serpentinen vorkommen, als besonders verdächtig erscheinen, das Urmaterial jener Serpentine gebildet zu haben.

Thatsächlich sind ja solche innigen Beziehungen zwischen Serpentinen und Gabbrogesteinen schon seit lange bekannt. G. Rose[1]) scheint der Erste gewesen zu sein, welcher sich über ihren genetischen Zusammenhang eingehender ausgesprochen hat.

Fast zur selben Zeit beschrieb A. Breithaupt (13, p. 181) einen Gabbro, dessen Diallag zum Theil in Serpentin und dessen Feldspath in einen „weissen bis lichtgrünen, dem Serpentin ähnlichen Körper" umgewandelt war. Weigand (41, p. 204) giebt seiner Ueberzeugung, dass die Serpentine des Amarinerthales, welche in Verbindung mit Gabbros auftreten, aus diesen entstanden, mit folgenden Worten Ausdruck: „Sicher ist, dass der Serpentin im engsten Zusammenhang mit den Gabbros steht, denn man findet beide nicht nur local stets zusammen, sondern sie enthalten auch dieselben Mineralien. So trifft man in jedem derselben grosse Individuen von Diallag und von zersetztem Feldspath an." Auch in der Umgegend von Baltimore finden sich nach Williams (45, p. 50) Gabbrogesteine, welche local in Serpentine übergehen. Auf der der syrischen Küste nahegelegenen Insel Cypern hat Bergeat[2]) (3, p. 293) Serpentine angetroffen, welche aus Olivingabbro und ähnlichen Gesteinen hervorgegangen sind; sie stehen, wie die nordsyrischen, mit cretaceischen und alttertiären Schichten in Verbindung.

---

[1]) (34, p. 525.) „Ebenso kommt mit dem Gabbro der Serpentin oft so gemengt vor und hat oft so die Ueberhand, wie an manchen Stellen zu Volpersdorf in Schlesien, dass man den reinen Gabbro nur für Stellen halten kann, die noch der Umwandlung entgangen sind."

[2]) Herr Dr. Bergeat hatte die Liebenswürdigkeit, mir seine Präparate zur Ansicht zu überlassen, wodurch ich in die Lage versetzt war, mich von den innigen Beziehungen der Gabbrogesteine und Serpentine Cyperns zu überzeugen. Ich erlaube mir, ihm an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank dafür auszusprechen.

Ueber den Zusammenhang der Serpentine Italiens (Elba, Ligurien, Toscana) mit den zugleich mit ihnen auftretenden Gabbros bestehen zum Theil weit auseinander gehende Ansichten. Da sie im Alter mit einem Theile der nordsyrischen Serpentine annähernd übereinstimmen, indem sie wie diese von eocänen Schichten überlagert werden, erscheint es mir angezeigt, die verschiedenen Anschauungen über ihre Entstehung hier kurz zu skizziren.

Bei de Stefani begegnen wir nach Kalkowsky (23, p. 231) der Annahme, die Serpentine Italiens seien Reste sehr alter Sedimente; sie dürfte durch die neueren Forschungen genügend widerlegt sein. Im Uebrigen stimmen die Ansichten italienischer Autoren nur darin überein, dass denselben ein eruptiver Ursprung zuzuschreiben sei; über ihre primäre oder secundäre Natur aber bestehen noch grosse Meinungsverschiedenheiten. Lotti (27, Sep.-Abdr., p. 16; 28, p. 99 ff.) und Cossa (16, p. 240) betrachten diese Serpentine als secundäre, durch metasomatische Processe aus Eruptivmassen (Gabbro und Gabbro-ähnlichen Felsarten) hervorgegangene Gesteine. Der englische Geologe Bonney (11, p. 362) dagegen erklärt die mit den Serpentinen zusammen auftretenden Gabbros für intrusive Bildungen, welche mit den nach ihm aus selbständigen Peridotiten hervorgegangenen Serpentinen nichts zu thun haben.

Issel und Mazzuoli (30, p. 347 u. 348; 22, p. 46 ff.) sind der Meinung, dass diese Serpentine direct eruptiven Ursprunges, — das an Magnesia reiche Magma sei infolge von Durchtränkung mit Wasserdampf vor und während des Ausbruches hydratisirt worden — in teigigem oder schlammigem Zustande am Grunde des Eocän-Meeres ausgebrochen sowie, dass die mit ihnen vergesellschafteten Gabbros und Diabase aus den durch Thermomineralwässer gelösten Bestandtheilen der Serpentine durch Mischung mit den Produkten der Sedimentation entstanden seien. Sie würden also das aus den primären Serpentinen hervorgegangene secundäre Umwandlungsprodukt repräsentiren. Capacci (14, p. 295) ist ebenfalls der Meinung, dass die betreffenden Serpentine als Schlammströme („allo stato palposo o melmoso“) ausgebrochen seien.

Auch ein deutscher Forscher, Weinschenk (43, p. 703; 42, p. 226), tritt für die ursprüngliche Entstehung des Antigoritserpentins in gewissen alpinen Peridotiten ein, eine Bildungsweise, welche er durch eine Durchtränkung des Magmas mit Wasserdämpfen erklärt. Weinschenk gründet aber seine Ansicht auf die von ihm in diesen Gesteinen beobachtete regelmässige Verwachsung von Olivin und Antigorit.

Während Bonney die nach Capacci linsenförmige Einlagerung von Gabbro in dem Serpentin von Monteferrato (Prato) in Toskana für eine intrusive Bildung erklärt, glaubt Capacci in derselben das Product einer Differenzirung des Magmas d. h. einer Schlierenbildung in grossartigem Maassstabe erkennen zu müssen. Während die Hauptmasse des am Monteferrato emporgedrungenen Magmas zu einem Gestein erstarrte, das in Folge seiner extrem basischen Zusammensetzung nicht von Bestand sein konnte und in verhältnissmässig kurzer Zeit einer allgemeinen Serpentinisirung anheimfiel, ermöglichte jene acidere Schliere durch Ausscheidung von Feldspath die Bildung eines ungleich widerstandsfähigeren Gesteinsgemenges und erhielt sich bis heute als relativ noch intacter Gabbro; stellenweise aber ist auch in diesen Gabbropartien, wie Capacci gezeigt, Bildung von Serpentin zu beobachten.

In analoger Weise, jedoch in entgegengesetztem Sinne, betrachtet Viola (40, p. 127) den grossentheils serpentinisirten Lherzolith von der Episkopia als eine basischere Schlierenbildung in dem dort auftretenden Gabbro.

Was die Serpentine Nord-Syriens anbelangt, so haben wir oben gesehen, dass ihr geologisches Auftreten für einen eruptiven Ursprung spricht. Die Frage, ob sie primäre Eruptivgebilde darstellen, glaube ich verneinen zu müssen, da in einigen Gesteinsproben noch Reste der ursprüglichen Mineralien vorhanden sind. Auf Grund meiner Untersuchungen kann ich aus dem mir vorliegenden Material eine fortlaufende Serie vom olivinfreien Gabbro bis zu den feldspathfreien Peridotiten aufstellen. In welcher Weise die einzelnen Glieder dieser Gesteinsreihe unter sich verknüpft sind, ob die basischeren Glieder Schlierenbildungen in den minder basischen darstellen oder umgekehrt, oder ob wir es mit sauren bezw. basischen Nachschüben zu thun haben, ist mit Sicherheit nicht zu sagen. Wohl deutet die Beobachtung, dass sich in einem feldspatharmen Olivingabbro unzweifelhafte kleinere Schlieren von olivinfreiem Gabbro finden, auf die Möglichkeit hin, dass auch grössere Schlieren sich bilden könnten. Ob diese freilich die Dimensionen erreichen, wie sie von Capacci und Viola angenommen werden, muss ich dahingestellt sein lassen, da ein solcher Schluss nur durch sorgfältige Untersuchungen an Ort und Stelle gezogen werden kann. Soviel ist jedenfalls sicher, dass z. B. im Kurdengebirge innerhalb der grossen Serpentinmassen, welche, wie später gezeigt werden soll, grösstentheils aus olivinführenden Gesteinen hervorgegangen sind, auch local aus olivinfreien Gabbros entstandene Serpentine auftreten.

Da im Kurdengebirge über den Serpentinen Conglomerate vorkommen, in welchen neben Serpentingeröllen Gerölle von noch

gut erhaltenem olivinfreiem Gabbro gefunden wurden, so könnte daraus geschlossen werden, dass der letztere jünger sei, als das Primärgestein der Serpentine, dass also in dem olivinfreien Gabbro vielleicht das Product späterer Nachschübe von chemisch aciderem Charakter zu erblicken sei. Doch scheint mir dieser Schluss nicht nur nicht nothwendig, sondern etwas bedenklich, da in magnesiaärmeren Gesteinen, wie sie in olivinfreien Gabbros vorliegen, der Feldspath sich durchgängig als viel widerstandsfähiger erweist, als in den Gesteinen von basischerem Charakter. In weniger aciden Gesteinen, in denen Olivin sich in grösserer Menge entwickeln konnte, wandelt sich dagegen der Feldspath sehr rasch um, sei es, dass seine in diesem Falle ohnehin gewöhnlich basischere Natur die Zersetzung begünstigt, sei es, dass die allgemeine Lockerung, welche durch die stets rasch eintretende Serpentisirung des Olivins erfolgt, noch die Angreifbarkeit der Plagioklase wesentlich vermehrt und dass dann die durch Zersetzung der übrigen Gesteinscomponenten entstandenen Minerallösungen um so energischer auf den Plagioklas einwirken. Demnach ist die Möglichkeit, dass diese Gerölle aus acideren Schlieren von grösserem Umfange stammen, nicht von der Hand zu weisen, so lange nicht durch die Lagerungsverhältnisse das Gegentheil bewiesen wird.

Das gesammte Material theilt sich nach dem Gehalt an Feldspath als noch bestehendem oder ursprünglichem Bestandtheil in folgende Gruppen:

I. Gabbros und Gabbroserpentine, welch' letztere aus reinen olivinfreien Gabbros hervorgegangen sind.

II. Gabbroserpentine, welche aus Olivingabbros entstanden sind.

III. Serpentine, welche aus feldspathfreien Peridoditen (Pyroxeniten) hervorgegangen sind.
   a. Wehrlitserpentine.
   b. Lherzolithserpentine (Pyroxenitserpentine).

IV. Neubildungen.
   a. Durch Contactmetamorphose.
   b. Durch metasomatische Processe.
   c. Durch mechanische Umlagerung.

Dazu kommen noch

V. einige Diabase, welche mit den Serpentinen und Gabbros in keiner Beziehung zu stehen scheinen.

I. Olivinfreie Gabbros und Gabbroserpentine.

1. Gabbro und Uralitgabbro.

Einen typischen Vertreter dieser Gruppe haben wir in dem in Folge seines jugendlichen Alters noch verhältnissmässig gut erhaltenen Gabbro von Antiochia, welcher sich als Decke über die mittelpliocänen Ablagerungen ausbreitet. BLANCKENHORN (6, p. 58) führt diesen Gabbro auf Grund einer Mittheilung von W. PÖTZ als z. Th. Enstatit oder Bronzit führenden Olivingabbro an.

Diese Angabe von PÖTZ[1]) ist nicht richtig, indem ich nach sorgfältigster Auslese des Materials nur in einem als Gerölle bezeichneten Handstück Olivin, und zwar nur ganz zurücktretend, nachweisen konnte. Nach meiner Untersuchung besteht dieser Gabbro von Antiochia im Wesentlichen nur aus Diallag und einem dem Anorthit nahestehenden Plagioklas. Der Diallag ist nur in wenigen Fällen noch frisch, meist in grüne faserige Hornblende, Uralit, umgewandelt. Um dieses Stadium der Zersetzung anzudeuten, habe ich demselben den Namen „Uralitgabbro" beigelegt.

Makroskopisch zeichnet sich der grünlich-graue bis dunkelgraue Gabbro durch ein mittelkörnig, selten feinkörnig granitisches Gefüge aus. Bei oberflächlicher Betrachtung kann er leicht mit Dolerit verwechselt werden. Die mittelkörnigen Varietäten zeigen bei mikroskopischer Untersuchung, entsprechend dem makroskopischen Befunde, eine hypidiomorphkörnige granitische Structur. Die einzelnen Gesteinscomponenten haben sich in ihrer Ausbildung durch ungefähr gleichzeitiges Auskrystallisiren gehindert, so dass weder der Plagioklas, noch der Diallag idiomorph begrenzte Krystallumrisse besitzen. Zum Theil scheint zwar der Feldspath als erste Ausscheidung aufgetreten zu sein, indem sich in den Diallagen häufig Partikelchen von Plagioklas als Einschlüsse finden.

Die feinkörnigen bis dichten Varietäten sind offenbar das Product rascher Erstarrung. Dementsprechend besitzen sie auch eine von den mittelkörnigen Arten etwas verschiedene Mikrostructur. Die Plagioklase sind nicht selten leistenförmig entwickelt und bedingen in Folge dessen vielfach die Umrisse des Diallag. In

---

[1]) Es ist mir nicht erklärlich, wie es kommt, dass die Schiffe von PÖTZ, welche mir zum Vergleich mit meinen eigenen vorlagen, thatsächlich Olivin führen. Ich kann mir nur denken, dass hier von Geröllen Schliffe angefertigt wurden, anstatt von den als „anstehend geschlagen" bezeichneten Handstücken. — Von Enstatit oder Bronzit habe ich auch nirgends eine Spur finden können. Es ist dies wohl eine Verwechslung mit Diallagen, bei welchen die Schnitte zufällig in der Zone der Orthodiagonale gelegt waren.

einer dichten Abart ist sogar zwischen diese Plagioklasleistchen eine sehr feinkörnige, aus Pyroxen- und Plagioklas-Mikrolithen bestehende Grundmasse eingeklemmt. Diese Zwischenklemmungsstructur, welche vielfach an das Gefüge gewisser Ophite erinnert, ist sowohl bei diesen dichten wie den feinkörnigen Arten zu beobachten. Dieselben scheinen vorzugsweise den obersten Theilen der Decke zu entstammen.

Die einzelnen wesentlichen Gesteinscomponenten sind wenigstens in den mittelkörnigen Arten schon dem unbewaffneten Auge sichtbar und im Allgemeinen von gleicher Grösse. Sie lassen sich durch ihre Farbe leicht unterscheiden; besonders fällt der Diallag durch seine grüne Farbe und seine häufig blätterige Beschaffenheit auf. Nur in einem Handstück, welches nahe der Orontesbrücke bei Antiochia von anstehendem Fels geschlagen wurde, treten aus der gleichmässig mittel- bis feinkörnigen Hauptmasse zahlreiche grosse, in Uralit verwandelte Diallagindividuen hervor, die dem ganzen Gestein einen porphyrähnlichen Habitus verleihen. Da diese Einsprenglinge überdies, wie schon makroskopisch sichtbar, eigenthümlich gestreckte und verzerrte Form besitzen, so könnte man sich fast versucht fühlen, von einem Flasergabbro zu sprechen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich der Plagioklas dieser Gabbrogesteine meist in xenomorphen aequidimensionalen Körnern; zuweilen erscheint er auch in Individuen, welche in der brachydiagonalen Zone eine gestreckte, leistenförmige Ausbildung besitzen. Dem optischen Verhalten nach stehen die Plagioklase dem Anorthit sehr nahe. Die durchschnittliche Auslöschungsschiefe beträgt auf M 34°, auf P 29°, was einem Mischungsverhältniss zwischen $Ab^1 An^8$ und $Ab^1 An^{12}$ entspricht. Durch die mikrochemische Untersuchung wurde dieses auf optischem Wege erhaltene Resultat bestätigt. Mit warmer verdünnter Salzsäure behandelt, wurde der Feldspath sichtlich stark angegriffen. In einem Tropfen der salzsauren Lösung, welcher mit einem Tropfen verdünnter Schwefelsäure versetzt wurde, konnten leicht die in grosser Menge entstandenen Gypskryställchen in ihren charakteristischen Formen nachgewiesen werden.

In einzelnen dichten Arten zeigt der leistenförmig ausgebildete Feldspath zonaren Bau, indem sich um den basischen Kern eine saurere Hülle gebildet hat. Einfache Plagioklasindividuen konnte ich nirgends beobachten. Stets sind dieselben verzwillingt, und sind sowohl einfache, wie polysynthetische Zwillingsbildungen nach dem Albit- und Periklingesetz gleich häufige Erscheinungen. Diese beiden Arten von Zwillingen sind vielfach mit einander combinirt. Ausserdem finden sich in dem Feldspath auch unregelmässig

eingelagerte Einschlüsse von Plagioklas, welche z. Th. selbst wieder verzwillingt sind. Der Feldspath, welcher im Allgemeinen an Einschlüssen sehr reich ist, beherbergt neben jenen zahlreiche Diallagmikrolithen von meist rundlichen, selten krystallographisch begrenzten Formen, welche sich durch ihre schwach grünliche Färbung sowie durch ihr höheres Brechungsvermögen leicht von der farblosen Plagioklassubstanz abheben. Die Homogenität der Feldspathmasse wird ausserdem nicht selten durch schlauchartige Hohlräume beeinträchtigt; es ist möglich, dass sie ursprünglich Kohlensäure enthielten. Obschon der Feldspath noch in einem auffallend frischen Zustande ist, wird er jedoch vielfach von unregelmässig verlaufenden Rissen durchzogen, auf welchen sich auch da und dort schon schwache Anfänge von Zersetzung bemerkar machen. Die sich bei diesem Processe bildenden secundären Producte bestehen zum Theil aus einem hellen, schuppigen, glimmerartigen Mineral, wohl Paragonit, sowie einer kaolinartigen trüben Substanz. Ausserdem dringt von aussen her tremolitartige Hornblende auf den Rissen in die Plagioklase ein. In wenigen Fällen machen sich diese Zersetzungserscheinungen in stärkerem Maasse bemerkbar. Am weitesten ist die Umwandlung in dem Flasergabbro fortgeschritten; der Plagioklas ist hier stellenweise in ein saussuritartiges Aggregat umgewandelt; wirrfaserige hellgrüne Hornblende hat sich überall eingenistet und zahlreiche graue Epidotkörner haben sich auf den Rissen und an den Rändern der einzelnen Plagioklasindividuen eingelagert. Es ist hervorzuheben, dass nur in der flaserig struirten Gabbrovarietät eine derartige Epidotisirung des Feldspaths beobachtet werden konnte.

Der Diallag ist selten noch so frisch erhalten, wie der Plagioklas. In allen untersuchten Präparaten ist seine Umwandlung in Uralit, wenn auch nicht stets in demselben Maasse, erfolgt. Wo dieser Gesteinscomponent noch als solcher deutlich zu erkennen ist, zeigt er die makropinakoidale Absonderung und hie und da auch die mehr oder weniger gut ausgebildete prismatische Spaltbarkeit. Die einzelnen Individuen zeigen nicht selten einfache oder mehrfache Zwillingsbildungen nach $\infty \bar{P} \infty$ (100), minder häufig finden sich Zwillinge nach $\bar{P}$ 2 $(12\bar{2})$ und 0 P (001). Automorphe Begrenzung zeigt der Diallagbestandtheil nie, seine Umrisse sind immer durch die Gestalt der Plagioklase bedingt. Selbst als porphyrischer Einsprengling besitzt der Diallag bezw. der aus ihm hervorgegangene Uralit keine rein idiomorph ausgebildete Krystallform.

Was das Alter seiner Entstehung anbelangt, so spricht sein stellenweises Auftreten als porphyrischer Einsprengling dafür, dass

der Diallag sich in einzelnen Fällen als erste Ausscheidung gebildet hat. Sein häufiges Auftreten als Ausfüllungsmasse zwischen den Plagioklasleisten beweist aber, dass weit häufiger der Feldspath sich zuerst ausgeschieden hat. Wo beide Componenten in äquidimensionalen Körnern auftreten, welche gegenseitig ihre Formen bestimmen, scheint annähernd gleichzeitige Ausscheidung erfolgt zu sein. Es finden sich in demselben Präparate, in welchem einzelne Diallage porphyrisch ausgebildet sind, in den übrigen Diallagen vielfach Einschlüsse von Plagioklas-Bruchstücken. Der Plagioklas, von welchem diese Bruchstücke stammen, muss somit älter sein, als der die Fragmente beherbergende Diallag.

Einschlüsse von Plagioklas in Diallag konnte ich in allen untersuchten Gesteinen dieser Localität nachweisen, seltener sind dagegen solche von Diallag in Feldspath. Dabei ist bemerkenswerth, dass die als Gäste in dem Plagioklas eingeschlossenen Diallag - Individuen stets noch gut erhalten sind, was damit zusammenhängen mag, dass sie in dem Plagioklas vor Zutritt von Lösungen geschützt waren.

In den noch frischen Diallagen sind neben den Feldspath-Einschlüssen zahlreiche Magnetitkörnchen eingestreut, welche in dem Uralit fehlen.

Die Umwandlung des Diallag in Uralit lässt sich in der untersuchten Gesteinsserie gut verfolgen. Von dem noch fast völlig intacten Diallag bis zum reinen Uralit sind alle Stadien der Zersetzung zu beobachten; in einigen Fällen sogar in demselben Dünnschliffe. Die Umwandlung beginnt meistens randlich und schreitet gleichmässig von Aussen nach Innen fort; seltener kommt es auch vor, dass die randlichen Partien verschont geblieben sind und dass dann der Kern diesem Processe anheimgefallen ist. In annähernd basalen Schnitten lässt sich der Uebergang des Diallag in Uralit öfters in ausgezeichneter Weise an der Spaltbarkeit beobachten, indem sich hier ein allmählicher Uebergang der augitischen in die Hornblende - Spaltbarkeit bemerkbar macht.

Der Uralit tritt, so lange er innerhalb der Grenzen des Urminerals bleibt, in parallelfaserigen Aggregaten mit einheitlicher, optischer Orientirung auf, so dass der Pleochroismus der einzelnen Fasern leicht bestimmt werden kann: $\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{b}$ = grün, $\mathfrak{a}$ = gelblichgrün. Wo diese Uralitfasern sich in verzwillingte Diallage eingelagert haben, zeigen sie wie die ursprünglichen Diallag-Individuen verschiedene optische Orientirung, so dass die Zwillingsnatur des Urminerals deutlich hervortritt. Dies trifft selbst bei ganz schmalen Zwillingslamellen zu, welche parallel $\infty \bar{P} \infty$ eingelagert sind.

Der Uralit bleibt aber nicht immer auf den von dem ursprünglichen Diallag eingenommenen Raum beschränkt. An beiden Enden der Krystalle findet vielmehr häufig ein büschelförmiges Ausstrahlen der Fasern statt. Es ist dies das Uebergangsstadium zu der tremolitartigen, wenig pleochroitischen, sogen. schilfigen hellgrünen Hornblende, welche sich im ganzen Gestein verbreitet und theils andere Gesteins-Bestandtheile verdrängt, theils sich auf Adern und Spaltrissen einnistet. Diese gewanderte Hornblende ist nach dem Vorgange von LOSSEN (26, p. 530), BERGT (4, p. 305) und DOSS (18, p. 46) nicht mehr als Uralit zu bezeichnen. Sie tritt stets in wirrfaserigen, verfilzten Anhäufungen auf. Nur selten finden sich solche auch im Kerne der Uralite, welche ich mir dann nur durch Umlagerung an Ort und Stelle entstanden erklären kann. Trotzdem diese Bildungen sich noch innerhalb der Grenzen des ursprünglichen Diallag befinden, glaube ich doch, dass für sie der Name Uralit nicht angebracht ist, indem sie mit der gewanderten Hornblende völlig übereinstimmen. Sowohl diese wie jene sind Producte der Umlagerung des Uralit. Der letztere ist demnach das erste Stadium in diesem Umwandlungsprocess, bei welchem, wie WILLIAMS (45, p. 35 u. 36) gezeigt, im weiteren Verlauf ein reiner Strahlsteinschiefer entstehen kann.

Bemerkenswerth ist noch, dass in dem Flasergabbro anscheinend parallelfaserig struirter Tremolit mit dem Uralit zonenartig verwachsen vorkommt. Dieser Tremolit ist indess wohl nur als eisenarmer Uralit anzusehen.

Ausser der Umlagerung des Uralit in die tremolitartige, gewanderte Hornblende scheint auch ein Uebergang von faserigem Uralit in compacte grüne Hornblende vor sich zu gehen; solchen Uralit konnte ich mehrfach beobachten. Bei schwächerer Vergrösserung erscheinen diese Individuen völlig compakt, zeigen aber, bei stärkster Vergrösserung betrachtet, stets noch sehr feine Faserung.

O l i v i n tritt als wesentlicher Bestandttheil in dem Gabbro von Antiochia, soweit das mir zur Untersuchung vorliegende Material diesen Schluss erlaubt, nicht auf. Ich konnte nur in einem Gerölle, dessen Abstammung von dieser Gabbrodecke nicht unbedingt sicher ist, ganz zurücktretenden Olivin nachweisen, der beginnende Umwandlung in Pilit zeigt. Wenn thatsächlich in dieser Decke Olivin-führende Partien vorkommen, so kann es sich wohl nur um locale Schlierenbildungen handeln.

Von a c c e s s o r i s c h e n G e m e n g t h e i l e n kommen nur Magnetit und Titaneisen in Betracht. Das Titaneisen findet sich meist vereinzelt in den charakteristischen länglichen, zerhackten Formen

neben den Magnetitkörnchen und überwiegt nur äusserst selten die letzteren.

Die wesentlichen Componenten dieser Gabbrogesteine lassen häufig mechanische Veränderungen erkennen, welche, wie z. B. bei dem Flasergabbro, auf nicht unbedeutende Druckkräfte schliessen lassen. In dem ebengenannten Flasergabbro zeigen sich Feldspäthe nicht nur sehr stark zerbrochen, sondern die einzelnen Bruchstücke sind auch durch den Druck so ineinandergeschoben, dass sie im Schliffe häufig verschiedene optische Orientirung besitzen. Zweifellos ursprünglich einheitliche Plagioklas-Individuen sind in ein mosaikartiges Trümmerwerk verwandelt, dessen einzelne Trümmer zum Theil durch zackiges Ineinandergreifen und undulösen Uebergang der Interferenzfarben sich deutlich als einst zusammenhängende Krystalle erweisen. Randlich sind die einzelnen Bruchstücke häufig durch die Reibung in ein feinkörniges Haufwerk kleinster Fragmente verwandelt.

Wo die Plagioklas-Individuen noch ganz geblieben, zeigen die Zwillingslamellen oft einen mehr oder weniger stark gebogenen Verlauf[1]), wie schon Werweke (44, p. 97) und Lehmann (25, p. 196) gezeigt haben. Auch G. H. Williams (48, p. 439) beschreibt ganz ähnliche Verhältnisse von den Gabbros des Hudson River.[2])

Die Zwillingslamellen keilen sich häufig nach einer Richtung aus. Dabei erscheinen die Partien, von welchen diese Lamellen ausgehen, in einer Weise eingekeilt, dass der Gedanke nahe liegt, es seien diese Zwillingsbildungen erst secundär durch Druck entstanden.

Der Diallag ist in diesem Gestein in Folge der weitgehenden Zersetzung nicht mehr als solcher erhalten. Sein Umwandlungsproduct, der Uralit, zeigt wie der Plagioklas deutlich die Wirkung dynamischer Kräfte, indem dasselbe infolge der das Gestein beeinflussenden Pressungen in die Länge gezogen und flaserartig gebogen wurde. Diese mechanischen Veränderungen an den Bestandtheilen dieses Flasergabbros lassen sich nicht leicht ohne Gebirgsdruck erklären. Da es aber unwahrscheinlich ist, dass ein solcher auf eine Decke, welche nicht wieder von Schichtcomplexen bedeckt war, einen Einfluss hat ausüben können, so ist die Frage gerechtfertigt, ob dieser Flasergabbro überhaupt von der Decke selbst stammt, oder nicht vielmehr von dem ober-

---

[1]) Cf. Taf. I, Fig. 1.

[2]) (48, p. 439.) „The gabbro shows evidence of great dynamic action. The twinning lamellae of the plagioklas are much curved and both the feldspar and the augite are often peripherally granulated by crushing and rubbing.“

sten Theile des Eruptionskanals. Diese Frage kann nur eine genaue Untersuchung am Platze selbst beantworten. Trotzdem glaube ich diese Vermuthung aussprechen zu dürfen, umsomehr, als der Fundort — nahe der Orontesbrücke bei Antiochia — nicht dagegen spricht; die Gabbrodecke breitet sich nämlich von hier an thalabwärts über die Orontesebene aus.

Aehnliche Deformationen, jedoch in weit geringerem Maasse als der „Flasergabbro", zeigt ein Gesteinsstück, das, wie ich glauben möchte, der Oberfläche der Decke entstammt. Hier scheint aber Gebirgsdruck ausgeschlossen, da die übrigen Gesteinsproben, welche ebenfalls sicher der Decke entnommen sind, keine mechanischen Veränderungen aufweisen. Bei der mikroskopischen Betrachtung dieses sehr dichten Gesteins fällt sofort die Anwesenheit einer aus kleinsten Plagioklas- und Diallag-Individuen bestehenden Grundmasse auf; ihre Entstehung lässt sich leicht durch die rasche Erkaltung an der Oberfläche der Decke erklären.

Gegen die Ansicht, dass diese Grundmasse durch secundäre Regeneration der sie zusammensetzenden Componenten sich gebildet habe, sprechen das sonst noch verhältnissmässig frische Aussehen dieses Gesteins, sowie der Umstand, dass von der Grundmasse aus Plagioklasleistchen in grösser entwickelte, bereits uralisirte Diallage eingreifen. Demnach dürfte die Grundmasse annähernd zu derselben Zeit entstanden sein, wie diese Diallage. Hervorzuheben ist, dass sich an der Zusammensetzung dieser Grundmasse keine Glassubstanz betheiligt hat. Es scheint, dass solche hochbasische Magmen, wie dasjenige dieses Gabbros, selbst bei sehr rascher Erstarrung nicht im Stande sind, glasige Producte zu liefern.

Die in diesem Gesteine beobachteten Druckerscheinungen sind ohne Zweifel infolge innerer Spannungen in dem an der Oberfläche rasch erstarrenden Magma entstanden. In ähnlichen Gesteinen Argentiniens wies Romberg (33, p. 314) ebenfalls solche mechanischen Deformationen nach, auf Grund deren er auf das Vorhandensein solcher Spannungen schliesst.[1]

Mehrfach ist die Ansicht aufgestellt worden, dass die Druckkräfte, welche diese mechanischen Veränderungen in solchen Gesteinen hervorgerufen haben, die Ursache der Uralitisirung der Pyroxene seien, jedoch wäre es entschieden zu weit gegangen,

[1] (33, p. 314.) „Man bekommt den Eindruck, als ob die einzelnen Individuen sich in ihrer Erstarrung gegenseitig in der Ausbildung gehindert hätten, da Druckerscheinungen noch Zeugniss für vorhandene innere Spannungen ablegen."

diese Kräfte als einzige Ursache anzusehen. Bei der Uralitbildung sprechen jedenfalls noch mehrere Factoren mit, welche mit Sicherheit nicht leicht eruirt werden können.

Interessante Untersuchungen über die Ursache der Uralitbildung hat WILLIAMS (45, p. 49) angestellt. Er beobachtete, dass an Stellen, an welchen starke Druckerscheinungen sich nachweisen liessen, nur schwache Uralitbildung stattgefunden hatte, während dieser Process an anderen, nur wenig dynamisch veränderten Stellen schon sehr weit fortgeschritten war. WILLIAMS kommt deshalb zu dem Schlusse: „Pressure may and doubtless does in many instances assist in the paramorphism of pyroxene in rocks, but it cannot in all cases be regarded as even a necessary adjunct."

Wenn WILLIAMS im scheinbaren Widerspruch mit dieser Aeusserung sich in einer späteren zusammenfassenden Arbeit (46, p. 107) über seine Resultate auslässt: „The intensive pressure has extensively changed the original pyroxene to secondary green hornblende (uralite)", so kann ich dies nur in dem Sinne verstehen, dass WILLIAMS hier andeuten wollte, dass die Druckkräfte hier als erste Ursache aufzufassen sind, indem sie das Gefüge der betreffenden Gesteine gelockert haben, und dass dadurch den circulirenden Lösungen mehr Angriffspunkte geboten wurden.

Gegen die Annahme, dass die dynamischen Kräfte die Hauptursache der Uralitisirung seien, spricht auch noch, wie von ZIRKEL hervorgehoben wurde, die Thatsache, dass häufig noch gut erhaltene Diallage neben schon völlig in Uralit umgewandelten Individuen vorkommen. Dasselbe konnte ich nicht selten in der untersuchten Gesteinsserie beobachten, ebenso, dass der Grad der Umwandlung nicht immer gleichen Schritt hält mit dem Grade der mechanischen Veränderungen.

Die Hauptrolle bei der Uralitisirung scheinen offenbar die in dem Gesteine circulirenden Lösungen zu spielen. Denn die Umwandlung des Diallag in Uralit beschränkt sich nicht auf eine rein physikalische Umlagerung. Der Uralit unterscheidet sich vielmehr von dem Diallag auch in seiner chemischen Zusammensetzung, indem er stets eisenreicher ist als letzterer. Zufuhr von Eisen dürfte also eine Hauptbedingung bei der Uralitbildung sein. In dem Gabbro von Antiochia ist das Eisen schon als primäre Einlagerung in dem Diallag als Magnetit vorhanden; das Magneteisen wurde bei dem Umwandlungsprocess gelöst und zur Bildung des Uralit aufgenommen. Daher findet sich das Magneteisen nur in den frischen Diallagen, während es in dem reinen Uralit völlig verschwunden ist. Bei der weiteren Umlagerung des Uralit entsteht wieder eine eisenärmere, tremolitartige Hornblende;

das dabei wieder frei werdende Eisensilicat verbindet sich mit dem Kalksilicat des Feldspaths zu Epidot.

Grosse Aehnlichkeit mit dem Gabbro von Antiochia zeigen einige Gerölle, welche zum Theil in pliocänen Conglomeraten in der Nähe von Lādķīje, zum Theil in eocänen Schichten im Kurdengebirge gefunden wurden.

Das aus pliocänem Grobkalk östlich von Lādķīje stammende Gabbrogerölle ist ein granitisch-körniges Gestein, welches sich von dem Gabbro von Antiochia nur durch sein grobkörniges Gefüge, sowie durch seine infolge des hohen Grades der Zersetzung seiner beiden wesentlichen Bestandtheile bröckeligen Beschaffenheit unterscheidet. In diesem Gesteine lassen sich die einzelnen wesentlichen Componenten auch sehr leicht mit unbewaffnetem Auge erkennen. Zwischen den weisslichen Partien, welche aus Feldspath und seinen Zersetzungsproducten bestehen, liegen grosse, dunkelgrüne, blättrig-faserige Uralite. Durch die mikroskopische Untersuchung wird der makroskopische Befund bestätigt. Reste von Olivin konnte ich nicht beobachten, auch keine Zersetzungsproducte, welche auf ursprünglichen Olivin schliessen lassen könnten. In den Uraliten finden sich nicht selten isotrope Partien, welche wohl aus opalartiger Kieselsäure bestehen. Der Feldspath ist auch in diesem Gestein ein dem Anorthit sehr nahestehender Plagioklas.

Abgesehen von den structurellen Verschiedenheiten und der starken Zersetzung dieses Gabbros besteht zwischen diesem und dem Gabbro von Antiochia kein wesentlicher Unterschied, so dass eine genauere Beschreibung desselben nicht nothwendig erscheint. Dies gilt im Allgemeinen auch von den Gabbrogeröllen aus den eocänen Conglomeraten des eigentlichen Kurdengebirges westlich von Kartal. Nur ist hier zu bemerken, dass diese Gabbrogerölle im Gegensatz zu dem Gabbro von Lādķīje weit besser erhalten sind; eines dieser Rollstücke besteht sogar aus einem noch sehr frischen Gabbro. Allem Anschein nach wurden diese Gerölle des Kurdengebirges noch in frischem Zustande in das kalkige Cäment eingebettet und so vor weiterer Zersetzung bewahrt, während der bereits ziemlich angegriffene Gabbro von Lādķīje erst in zersetztem Zustande in den pliocänen Grobkalk gelangt ist.

Olivin, beziehungsweise Zersetzungsproducte, welche auf seine frühere Anwesenheit in diesen Gabbrogeröllen des Kurdengebirges deuten würden, konnte ich mit Sicherheit nicht nachweisen. Nur in den weniger frischen Stücken fand ich zerstreute Partien, welche möglicherweise aus Olivin hervorgegangen sind.

Der Plagioklas zeigt vielfach unzweifelhafte secundäre Zwil-

lingsbildungen und andere Druckerscheinungen, wie gebogene Zwillingslamellen (cf. Taf. I, Fig. 2).

Diese Gabbrogerölle zeigen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung kleine Verschiedenheiten, indem bald der Feldspath, bald der Diallag, welcher z. Th. in Uralit verwandelt ist, als vorwiegender Gesteinscomponent auftritt.

Anstehenden Gabbrofels konnte Blanckenhorn weder im Kurdengebirge, noch in der Ebene des Nahr el Kebīr beobachten.

2. Gabbroserpentine.
(Aus olivinfreien Gabbros.)

Während in den im Vorhergehenden beschriebenen Gesteinen noch keine Bildung von Serpentin oder einer Serpentin-ähnlichen Substanz stattgefunden hat, bestehen die Gabbroserpentine bereits aus einem annähernd reinen Serpentin, in welchem von den ursprünglichen Componenten keine Spur mehr vorhanden ist.

Gabbroserpentine, welche aus olivinfreien Gabbros entstanden sind, liegen mir sowohl von dem Kurdengebirge, als aus der Umgegend von Antiochia vor. Der auf dem linken Orontesufer bei Antiochia anstehende Gabbroserpentin steht mit der oben erwähnten Gabbrodecke, welche sich auf dem rechten Ufer des Orontes über den pliocänen Schichten ausbreitet, in keinem Zusammenhang. Dieser Serpentin gehört vielmehr zu der Serpentinmasse, welche den bei Antiochia zu Tage tretenden Kreideschichten eingelagert erscheint.

Leider besitze ich von diesem Fundort nur ein Handstück eines Gabbroserpentins. Es ist aber wahrscheinlich, dass die ursprünglichen Gabbros dieses Bezirks auch mit Olivingesteinen, sei es nun mit Olivingabbro oder Peridotiten verknüpft waren, indem Roth (36, II, p. 540) von einem Serpentin von Antiochia berichtet, welcher typische Maschenstructur zeigt und demnach aus einem Olivingestein hervorgegangen ist.

Der Gabbroserpentin von Antiochia besteht grösstentheils aus einer schmutzig weissen bis hellgrünen Hauptmasse, welche stellenweise bräunlich oder bläulichschwarz gefleckt erscheint. In dieser homogenen Masse liegen zahlreiche porphyrische Einsprenglinge eines blätterigen hellgrünen Minerals, welches seinem ganzen Aussehen nach an Diallag erinnert. Das ganze Gestein ist vielfach von Adern von Calcit und Chrysotil durchzogen.

Bei der mikroskopischen Durchmusterung sucht man vergebens nach der Maschenstructur, welche für den aus Olivin hervorgegangenen Serpentin charakteristisch ist. Wohl zeigen im gewöhnlichen Lichte Theile der weisslichen Hauptmasse eine Structur, welche etwas an den Olivinserpentin erinnert. Bei ge-

nauerer Betrachtung, besonders unter Zuhilfenahme des polarisirten Lichtes, erweisen sich aber diese Partien grundverschieden von dem Olivinserpentin. Diese Partien bestehen aus einer hellgrünen Grundsubstanz, welche durch Einlagerung staubförmiger, grünlichbrauner Körnchen getrübt und stellenweise durch Anreicherung der letzteren dunkler gefärbt erscheint. Durch die Vertheilung dieser Staubpartikelchen entstehen kleine, hellere Felder, welche von einem dunkler gefärbten Rande umsäumt sind. Diese Felder sind wieder durch hellere, schmale Streifen getrennt. Dadurch entsteht eine maschennetzartige Structur[1]), welche sich aber von der Structur des Olivinserpentins durch das Fehlen der für letztere charakteristischen Magnetitschnürchen in der Mitte der Balken, sowie durch die Beschaffenheit der Felder unterscheidet. In den Feldern finden sich häufig Einlagerungen von parallel angeordneten Reihen eines staubförmigen, grünlichen Minerals, sowie von kleinsten Magnetitkörnchen.

Im polarisirten Lichte hellt sich die trübe, grünliche Hauptmasse z. Th. gar nicht, z. Th. nur ganz schwach auf. Nur an wenigen Stellen zeigt sich etwas kräftigere Doppelbrechung. In diesem Falle polarisiren nur die Felder, während die sie trennenden Balken meist dunkel bleiben. Die Felder bestehen aus einer serpentinartigen Substanz, bei welcher aber die einzelnen Serpentinfasern unregelmässig radialstrahlig angeordnet sind, so dass im parallelen polarisirten Licht nie zugleich Auslöschung über das ganze Feld erfolgt, sondern ähnlich wie bei den Sphärolithen ein Interferenzkreuz-artiges Bild entsteht. In einzelnen Feldern ist diese Anordnung so unregelmässig, dass dieselben im polarisirten Licht ein geschummertes Aussehen besitzen.

Dadurch, dass der Diallag bei den Umwandlungsprocessen, welchen das Primärgestein dieses Serpentins unterworfen war, seine Form beibehalten hat, während der andere wesentliche Gesteinscomponent, der Feldspath, dabei in eine homogene Serpentinmasse pseudomorphosirt wurde, erscheint das faserig-blätterige Zersetzungsproduct des Diallag in Form porphyrischer Einsprenglinge in dem dichten Serpentin eingelagert.

Unter dem Mikroskop bestehen diese letzteren aus einer klaren, schwach grünlichen Substanz, welche sich bei stärkster Vergrösserung aus feinsten, parallel gelagerten Fäserchen bestehend erweist. Diese Fäserchen verlaufen in derselben Richtung wie die in einigen Durchschnitten sichtbaren, geradlinigen Spaltrisse und löschen im polarisirten Lichte über das ganze Mineral hin parallel dieser Richtung aus. Wird der Durchschnitt aus

[1]) Siehe später pag. 109.

dieser Stellung gebracht, so hellt sich das Mineral mit hellbläulicher Farbe auf. Nur in einem Falle konnte ich einen Rest eines im polarisirten Licht schief auslöschenden Minerals, welches sich durch seine lebhaften Interferenzfarben aus dem faserigen Aggregat deutlich heraushebt, beobachten. Im gewöhnlichen Licht zeigt dieser Rest schwachen Pleochroismus. Dies spricht entschieden für eine Hornblende. Offenbar sind diese parallelfaserigen, blätterigen Gebilde aus einem Diallag, welcher erst in Uralit umgewandelt wurde, hervorgegangen. Im weiteren Verlauf der Zersetzung dieses Gesteins ging der Uralit in einen parallelfaserigen bastitähnlichen Serpentin über, welcher die makropinakoidale Spaltbarkeit des Diallag beibehalten hat.

An den Umrissen dieses Diallagserpentins ist die allotriomorphe Gestalt des ursprünglichen Diallag noch deutlich zu erkennen. Das Primärgestein dieses Serpentins von Antiochia scheint demnach eine granitisch-körnige Structur besessen zu haben; die einzelnen Componenten haben sich offenbar bei der Erstarrung des Magmas gegenseitig in ihrer Ausbildung gehindert, daher die unregelmässigen Contouren der Diallagserpentin-Durchschnitte.

Die eigenartige Structur der Hauptmasse des hier vorliegenden Serpentins, welche weder mit der Structur des Olivinserpentins, noch mit derjenigen der Pyroxenserpentine übereinstimmt, führt nothgedrungen zu der Annahme, dass hier Feldspath das Muttermineral gewesen sei. Diese Ansicht wird durch das Ergebniss der chemischen Untersuchung unterstützt, und wenn auch die Trennung der einzelnen Partien nicht durchführbar war, so gewährte doch das Resultat der Bauschanalyse einige Anhaltspunkte.

Die Bauschanalyse ergab nämlich folgende Zusammensetzung des Gesammtgesteins:

Wasser . . .	8,43	pCt.
Kohlensäure .	12,27	„
Kieselsäure . .	28,42	„
Thonerde . .	5,58	„
Eisenoxyd . .	6,59	„
Calciumoxyd .	15,73	„
Magnesia . .	22,74	„
Summa	99,76	pCt.

Berechnet man das Calcium als kohlensauren Kalk und zieht den Betrag des nur als Kluftausfüllung dienenden kohlensauren Kalkes von dem erhaltenen Resultat ab, so erhält man folgende procentische Zusammensetzung des Restes:

Wasser . . .	11,76	pCt.
Kieselsäure . .	39,47	„
Thonerde . .	7,75	„
Eisenoxyd . .	9,15	„
Magnesia . .	31,59	„
Summa	99,72	pCt.

Könnte man den Betrag der Bestandtheile des Chrysotil auch noch in Abrechnung bringen, so würde der Thonerdegehalt des reinen Gesteins noch mehr steigen. Aus diesem Resultat ersehen wir einerseits, dass die grüne Trübung und Färbung der Hauptmasse durch chloritische Substanz hervorgerufen sein dürfte, welche in Form kleinster Blättchen eingelagert ist; ferner, dass das Mineral, aus welchem diese Hauptmasse des Gesteins und die ihr eingelagerte chloritische Substanz entstanden, beträchtlich thonerdehaltig gewesen sein muss. Da die Structur der Hauptmasse dagegen spricht, dass jenes Mineral ein Pyroxen war, so bleibt nur noch die Möglichkeit, dass dasselbe ein Feldspath gewesen ist. Zu diesem Schlusse, dass hier Feldspath zu Grunde liegt, kam ich schliesslich auch durch die structurelle Uebereinstimmung mit solchen Partien der übrigen untersuchten Serpentine, welche, wie später gezeigt werden soll[1]), aus Feldspath entstanden sind.

Ein Eruptivgestein, welches wesentlich aus einem Pyroxen bezw. Diallag und einem leicht zersetzbaren Feldspath, ohne Zweifel einem basischen Plagioklas, bestand, kann nur als Diabas bezw. Gabbro bezeichnet werden. Die ausgeprägte Blättrigkeit des pyroxenischen Bestandtheils spricht ebenso entschieden dafür, dass der monokline Pyroxen ein Diallag war, somit ein ursprünglicher Gabbro vorliegt, als die ursprünglich granitischkörnige Structur, welche wir selbst noch in dem vollkommen zersetzten Gestein erhalten sehen.

Ein ähnliches Gestein, welches wie dieser Serpentin von Antiochia aus einem olivinfreien Gabbro hervorgegangen ist, liegt mir von dem Kurdengebirge vor. Das Handstück erscheint durch eingelagerte winzige Magnetitkörnchen bläulichgrün, in's violette spielend gefärbt und ist von einer etwa 5 mm breiten Ader rein lauchgrünen Serpentins durchzogen. In den an diese Ader unmittelbar angrenzenden Gesteinspartien hat sich so reichlich

[1]) Für die Beobachtung dieser Verhältnisse eignen sich die aus Olivingabbros entstandenen Serpentine besser, weshalb erst bei diesen des Näheren auf die Umwandlung des Feldspaths in Serpentin eingegangen werden soll.

Magneteisen in mikroskopisch kleinen Körnchen abgesetzt, dass die Adern im Querbruche schwarz eingefasst erscheinen.

U. d. M. wird im gewöhnlichen Lichte eine aus rundlichen bis polyëdrischen Feldern zusammengesetzte homogene Hauptmasse sichtbar. In den einzelnen Feldern sind zahlreiche, in parallelen Reihen angeordnete Magnetitkörnchen eingelagert; getrennt sind diese Felder durch schmale Streifen, welche frei sind von diesen Magnetit-Einlagerungen. Im polarisirten Lichte bleiben die Felder vollständig isotrop, nur die schmalen Streifen, welche die Felder von einander trennen, hellen sich auf, ebenso die Diallagserpentinpartien, neben welchen chloritische Substanz abgesetzt ist. Letztere ist durch die charakteristische blaue Interferenzfarbe leicht erkennbar. Dieses Gestein ist zum Theil von opalartiger Kieselsäure durchtränkt, daher das isotrope Verhalten der einzelnen Felder.

Eine Analyse dieses Gesteins ergab folgendes Resultat:

Glühverlust	=	12,24 pCt.
Kieselsäure	=	38,77 „
Thonerde	=	7,19 „
Eisenoxyd	=	10,21 „
Magnesia	=	31,69 „
Summa	=	100,10 pCt.

Versuchen wir eine Deutung dieser Analyse, so könnte man vielleicht zu folgender Vorstellung gelangen: zieht man die Gesammteisenmenge als Magnetit, der dem Serpentin mechanisch beigemengt wäre, ab, so erhält man folgende Zahlen:

		Atom-Quotient	Verhältnisszahlen
Wasser = 13,64 pCt.	H = 1,51 pCt.	1,510	18
Kieselsäure = 43,22 „	Si = 20,32 „	0.714	10
Thonerde = 8.01 „	Al = 4,24 „	0,156	2
Magnesia = 35,32 „	Mg = 21,34 „	0,875	11
	O[1] = 52,59 „	3,287	42
Summa 100,19 pCt.	Summa 100,00 pCt.		

Diese Zusammensetzung entspricht annähernd einer Mischung von zwei Mol. Serpentin, einem Mol. Klinochlor und drei Mol. freier Kieselsäure, welche in hyaliner Form in dem Gestein enthalten ist.

[1]) Der Sauerstoff wurde aus der Differenz berechnet.

$$2\,Si^2Mg^3H^4O^9$$
$$Si^3Al^2Mg^5H^8O^{18}$$
$$3\,SiO^2.$$

Das Primärgestein dieses Serpentins bestand, wie dasjenige des Serpentins von Antiochia, aus Diallag und Feldspath. Für die ursprüngliche Anwesenheit des Feldspaths spricht einerseits der Gehalt an Thonerde und freier Kieselsäure, andererseits die structurelle Beschaffenheit der dichten Hauptmasse, welche mit derjenigen eines Olivinserpentins oder eines aus Pyroxen entstandenen Serpentins nicht die geringste Aehnlichkeit hat.

Der Verdrängungsprocess ist in diesem Gestein schon weit vorgeschritten, daher tritt das Thonerdesilikat bereits gegen das Magnesiahydrosilikat stark zurück.

II. Gabbroserpentine.

(Aus Olivingabbros entstanden.)

In der mir zur Verfügung stehenden Gesteinsserie sind frische Olivingabbros nicht vorhanden. Dagegen liegen mir eine Reihe von Serpentinen vor, deren Primärgesteine meiner Untersuchung nach aus Feldspath, Diallag und Olivin bestanden; es waren also ursprünglich Olivingabbros, in welchen der Olivin bald vorwiegender Bestandtheil war, bald gegen die übrigen Gesteinscomponenten an Menge zurücktrat. Hervorzuheben ist überhaupt bei diesen Gesteinen die sehr ungleichmässige Mengung der einzelnen Bestandtheile. In den relativ olivinarmen Gabbros finden sich locale schlierenartige Anhäufungen von Olivin, welche sich auch in den neugebildeten Serpentinen nachweisen lassen. Ausserdem treten auch in den feldspathärmeren Olivingabbros Partien auf, welche vollständig olivinfrei waren und deren Schlierennatur noch deutlich zu erkennen ist.

Derartige Serpentine liegen mir sowohl aus dem Bereiche des Casius, als auch aus dem Kurdengebirge vor. Die Vorkommen des Kurdengebirges, sowie aus der Umgegend von Kesab am Fusse des Dschebel 'Akrah sind dadurch charakterisirt, dass der ursprüngliche Olivin mehr zurücktritt, während sich die Primärgesteine der Serpentine von Lādḳīje bereits den Peridotiten näherten, indem der Feldspath und der Diallag dem Olivin an Menge weit nachstanden.

Dass auch die Feldspath-Individuen der Gabbros der Serpentinisirung unterliegen können, ist schon mehrfach angegeben worden, indem von einer Verdrängung des Alkalithonerdesilikates durch das Magnesiahydrosilikat berichtet wird (Cossa, Capacci [1]).

[1]) Cfr. p. 81.

Der Umstand aber, dass für diese Umwandlung bis jetzt keine directen Beweise gegeben wurden, hat Zirkel [1]) offenbar veranlasst, an der Möglichkeit einer solchen Umwandlung noch zu zweifeln. Demgegenüber glaube ich nun auf Grund meiner Untersuchungen mit aller Bestimmtheit behaupten zu können, dass die Umwandlung des Feldspaths in Gesteinen, welche der Serpentinisirung unterliegen, durch Verdrängung seiner Bestandtheile durch das Magnesiahydrosilikat unter gewissen Bedingungen stattfinden kann, ja dass selbst Gabbrogesteine, welche keinen Olivin enthalten, welche aber mit Peridotiten oder olivinreichen Gabbros räumlich verbunden sind, in Serpentin übergeführt werden können, wenn die Magnesiahydrosilikatlösungen in die betreffenden Gesteine eindringen.

Diese Serpentine lassen sich, wenn keine Reste der Urmineralien mehr vorhanden sind, nicht leicht als solche erkennen, indem dieselben z. Th. eine Structur besitzen, welche mit der Maschenstructur des Olivinserpentins einige Aehnlichkeit hat, z. Th. aber in Folge von Ausscheidungen von hyaliner Kieselsäure vollständig isotrop erscheinen, so dass ihre Structur verdeckt wird.

Die vorzugsweise in den kurdischen Serpentinen schön entwickelte Structur dieser Pseudomorphosen nach Plagioklas unterscheidet sich bei eingehender Untersuchung wesentlich von der Maschennetzstructur des Olivinserpentins. Um einerseits die Aehnlichkeit mit dieser letzteren, andererseits die Entstehung derselben anzudeuten, möchte ich für diese Structur die im Folgenden stets angewandte Bezeichnung „Pseudomaschenstructur“ in Vorschlag bringen.

Von dem typischen Maschennetze des Olivinserpentins unterscheidet sich dieses Pseudomaschennetz dadurch, dasss bei letzterem die Balken zuletzt entstehen, während bei der Umwandlung des Olivin die Balken als erste Bildung auftreten. In letzterem Falle schreitet die Zersetzung von den Spaltrissen aus in den einzelnen Feldern allmählich nach innen fort, bis die ganze Olivin-

---

[1]) Zirkel schreibt noch in der letzten Auflage seines Lehrbuches der Petrographie: „Die Uebergänge von diallagführendem Serpentin in Gabbro, von denen in der älteren Literatur viel die Rede ist, sind wohl mit Tschermak so zu deuten, dass der Serpentin hier gar nicht eigentlich als solcher insofern in den Gabbro übergeht, als er ein Umwandlungsproduct desselben darstellt, sondern er sich aus einem feldspathfreien, olivinreichen Gestein entwickelt hat, welches seinerseits mit dem Gabbro einstmals durch Uebergänge in Verbindung stand. Dass wirklich Plagioklas fähig sei, sich in Serpentin umzuwandeln, scheint nie bestimmt nachgewiesen worden zu sein; ein Durchzogensein von serpentinischen Adern ist natürlich nicht hinreichend, eine solche Metamorphose zu bezeugen.“ (49, III, p. 391.)

substanz verschwunden ist. Bei der Bildung des Pseudomaschennetzes entstehen dagegen zuerst die Felder, welche in den ersten Stadien nur durch schmale Streifen, die zwischen gekreuzten Nikols dunkel bleiben, getrennt sind.

Die Umwandlung des Feldspaths in einen Serpentin, bei welchem wir diese Pseudomaschenstructur typisch entwickelt finden, lässt sich in einem Handstück, welches östlich von Kartal im Kurdengebirge anstehend geschlagen wurde, in schönster Weise verfolgen. Dieses Gestein besteht aus einer hellgrünen, dichten Hauptmasse, in welcher nur spärliche Einsprenglinge des faserig blätterigen Diallagserpentins bemerkbar sind. Dazwischen zeigen sich dunkler gefärbte Partien fleckenartig eingestreut.

Bei mikroskopischer Untersuchung erweist sich die grünliche Hauptmasse als Serpentin, in dem Reste von ziemlich klarem Feldspath eingeschlossen sind. Diese Feldspathe sind durch zuweilen deutliche Zwillingsverwachsung als Plagioklase charakterisirt. Ihre Auslöschung ist nicht einheitlich, sondern undulös, was wohl auf Spannungserscheinungen zurückzuführen ist, die durch die Hydratbildung und die damit verbundene Volumvermehrung veranlasst wurden. Die Deutlichkeit der Zwillingslamellirung ist eine sehr verschiedene, indem neben Individuen, bei welchen die Grenzen sehr scharfe sind, auch Körner vorkommen, welche jene Eigenschaft nur mehr ganz verschwommen erkennen lassen. Bei den letzteren macht sich eine eigenartige Aufwölbung bemerklich; dabei findet offenbar eine Knickung statt, denn die ursprünglich intacten Feldspath-Individuen zerfallen in mehrere Felder und es entsteht dann eine im polarisirten Lichte besonders deutliche Briefcouvertstructur, indem die verschiedenen Theile eine voneinander abweichende optische Orientirung besitzen (cfr. Tafel I, Figur 3 und 4). Des Weiteren gewahrt man in den Feldern eine schwache Aggregatpolarisation, was nur dadurch zu erklären ist, dass die ursprünglich homogene Feldspathsubstanz sich in ein Haufwerk feinster Partikelchen aufzulösen beginnt.

Ueber die mineralogische Natur dieser letzteren lässt sich mit Sicherheit nichts sagen, doch deutet die Thatsache, dass im weiteren Verlaufe der Umwandlung kleine grüne Chloritblättchen sich ausscheiden, darauf hin, dass die zuerst entstandenen Zersetzungsproducte ebenfalls Chloritmineralien sein dürften, welche sich aber wohl durch einen höheren Thonerdegehalt auszeichnen; es entsteht also möglicherweise im ersten Stadium ein amesitähnlicher Körper. In Folge der Ausscheidung der winzigen Chloritschüppchen werden die zuvor noch aus einer klaren Substanz bestehenden Partien getrübt und grünlich gefärbt. Wenn, wie dies meist der Fall ist, mehrere solcher Partien beieinanderliegen,

so sind dieselben durch schmale Zonen, welche zwischen gekreuzten Nikols dunkel bleiben, getrennt. Es zeigt sich also zunächst ein Maschennetz mit dunkeln Balken und hellen Feldern, welch' letztere die beschriebene Briefcouvertstructur zeigen.

Diese Structurverhältnisse besitzt die Hauptmasse des Serpentins von Antiochia, und ich stehe deshalb nicht an, für diesen Serpentin einen lediglich aus Plagioklas und Diallag bestehenden Gabbro als Primärgestein anzunehmen.

In den kurdischen Serpentinen finden sich noch eine Reihe weiterer Stadien. Zunächst bilden sich statt der dunkeln Balken zwischen den einzelnen Feldern hell polarisirende Balken, welche aus Serpentinfasern bestehen. Dabei behalten aber die Felder ihre Textur noch bei. Die Fasern der einzelnen Balken sind nicht wie bei dem Olivinserpentin senkrecht zur Längsaxe des Balkens gestellt; im Anfangsstadium sind dieselben vielmehr noch wirr gelagert. Erst in einem weiteren Stadium zeigt sich eine parallele Anordnung dieser Fasern und zwar einheitlich über grössere Partien, welche immer einige Felder umfassen (Fig. 5, Taf. I). Die Felder selbst hellen sich jetzt im polarisirten Lichte nur noch schwach auf, oder erscheinen vollkommen isotrop. Nach und nach verschwinden aber auch diese Felder, indem die Serpentinfasern in dieselben eindringen und sie förmlich aufzehren, so dass zuletzt ein parallelfaseriger Serpentin entsteht, in welchem von der ursprünglichen Structur nichts mehr zu sehen ist.

Es bildet sich also auf diese Weise ein dem bastitartigen Diallagserpentin ähnliches Product, welches sich von diesem nur durch das Fehlen der Blätterigkeit und in Folge dessen durch den Mangel des schillernden Glanzes auf frischem Bruche unterscheidet. Diese Serpentinpartien haben annähernd rundliche Form. In jeder einzelnen Partie sind die Serpentinfasern parallel angeordnet; dagegen ist die Richtung dieser Fasern für jede Partie verschieden, so dass im polarisirten Lichte bei Dunkelstellung einer derselben die angrenzenden sich mehr oder weniger aufhellen.

Die Umwandlung scheint indess auch mit diesem Stadium noch nicht beendet; denn in manchen dieser Serpentinnester gewahrt man bei Dunkelstellung kleine hellpolarisirende Flecken, welche die beginnende Umlagerung des parallelfaserigen in radialfaserigen Serpentin andeuten. Dieser Umwandlungsprocess ist allem Anschein nach durch moleculare Umlagerungen hervorgerufen, denn man kann deutlich beobachten, wie der parallelfaserige Serpentin in radialfaserig struirten Pikrolith [1]) und dieser

[1]) Brauns (12, p. 316) unterscheidet diesen radialfaserigen Serpentin als Pikrolith von dem parallelfaserigen Metaxit; dementsprechend

wieder in parallelfaserigen Metaxit übergeht, wobei der letztere durch seine makroskopisch stengelige Beschaffenheit und seine lauchgrüne Farbe sich von dem makroskopisch dichten und dunkelgefärbten Faserserpentin unterscheidet. Die Metaxitstengel wachsen schräg aus der Pikrolithmasse heraus und bilden bis 1 cm dicke Adern und Trümmerchen, die man auf den ersten Blick hin für Secretionsgebilde halten möchte. Doch zeigt die genauere Untersuchung und namentlich die erwähnte innige Verwachsung mit Pikrolith in deutlicher Weise, dass diese Deutung nicht angängig ist und der Metaxit vielmehr eine längs präexistirender Spalten erfolgte Neubildung darstellt, deren Entstehung wohl mit der auf diesen Hohlräumen ermöglichten Zufuhr von Magnesiahydrosilikatlösungen zusammenhängt.

Schematisch würde der Vorgang also folgendermaassen sein:

Pikrolith ← Metaxit ← Gabbroserpentin → Metaxit → Pikrolith
→ Metaxit (mit Pseudomaschenstructur) Metaxit ←

Zwischen dem Metaxit der Adern und dem an ihn angrenzenden Pikrolith kann, wie erwähnt, keine scharfe Grenze gezogen werden, indem diese beiden Mineralien allmählich in einander übergehen. Denn der Metaxit besitzt dort, wo er an den Pikrolith angrenzt, noch keine reine Parallelstructur. Zahlreiche kleine Serpentinfäserchen zeigen vielmehr noch eine schwache Ablenkung von der sonst einheitlich parallelen Richtung.

Wenn man nach dem Grund dieser eigenartigen Umlagerungsvorgänge, welchen die Serpentinsubstanz hier unterworfen war, frägt, so muss zunächst der Umstand in Betracht gezogen werden, dass das Mineral, welches hier umgewandelt wurde, thonerdehaltig war, dass also bei dessen Umsetzung in Serpentin durch Austausch des Thonerdesilikates gegen das Magnesiahydrosilikat ersteres eine wichtige Rolle zu spielen hatte. Die Mineralien, welche bei diesem Verdrängungsprocess zuerst entstehen, gehören jedenfalls der Chloritgruppe an, und zwar werden sich Anfangs der thonerdereiche Amesit, später die magnesiareichen Chlorite, Klinochlor und Pennin, bilden, bis zuletzt die Thonerde ganz verschwunden und an Stelle der Chloritmineralien der reine Serpentin getreten ist. Ist bereits soviel Thonerde verdrängt, dass bei weiterer Zufuhr von Magnesiahydrosilikat kein magnesiareicheres Chloritmineral sich mehr bilden kann, so beginnt die Bildung der Serpentinbalken. Es scheint, dass der Thonerdegehalt in diesem

---

habe ich im Folgenden diese Namen im Sinne von BRAUNS angewendet und zwar auch für den dichten Serpentin, wenn sich in demselben diese Texturunterschiede bemerkbar machen.

Falle noch zu hoch ist, um auf die Anordnung der Serpentinfasern eine Wirkung auszuüben; es bildet sich deshalb parallelfaseriger Metaxit und noch kein Pikrolith; erst wenn die Thonerde bis auf Spuren verdrängt ist, wird der entstandene Metaxit in Pikrolith umgelagert. Also geringe Spuren von Thonerde scheinen die Bildung der Pikrolithtextur zu begünstigen. Wenn auch diese Spuren Thonerde ausgelaugt sind, macht sich das Bestreben der Serpentinfasern, sich zu parallelfaserigen Aggregaten anzuordnen, wieder geltend, indem wiederum eine Umlagerung in Metaxit stattfindet.

Eine ähnliche Umwandlung des Feldspaths glaubte Hare (20, p. 30) in dem Serpentin von Reichenstein in Schlesien zu erkennen. Er betrachtet den Metaxit und den Pikrolith als Stadien in der Zersetzung des Feldspaths, welche in der Entstehung von Chrysotil (reinem Serpentin) endigt, und bestimmte den Thonerdegehalt des Metaxits auf 23,44 pCt., den des Pikroliths auf 16,97 pCt. Brauns (12, p. 27) bezweifelt deshalb nicht ohne Grund die Richtigkeit dieser Analysen, bezw. die Reinheit des zur Analyse verwendeten Materials. Es scheint aber, dass Hare thatsächlich die Umwandlung des Feldspaths in Serpentin beobachtet, aber verkannt hat, dass sich als Zwischenstadien chloritische Mineralien bilden, welche wir im Sinne von Kenngott (24) unter dem Namen Pseudophit zusammenfassen können.

Die Pseudomaschenstructur konnte ich in mehreren kurdischen Serpentinen nachweisen. Ausserdem zeigt auch ein Serpentin aus der Gegend von Kesab am Fusse des Dschebel 'Akrah ganz ähnliche Structurverhältnisse, jedoch sind sie in Folge der schon weit vorgeschrittenen Umwandlung weniger deutlich.

Die chemische Untersuchung zweier Serpentine des Kurdengebirges, welche ihrer Structur nach aus Olivingabbros entstanden sind, ergab folgende Resultate:

		I.	II.
Glühverlust	=	12,63 pCt.	13,12 pCt.
Kieselsäure	=	39,69 „	40,54 „
Thonerde	=	14,39 „	3,59 „
Eisenoxyd	=	7,51 „	5,91 „
Magnesia	=	25,91 „	37,20 „
Kalk und Natron	=	Spuren	—
Summa	=	100,13 pCt.	100,36 pCt.

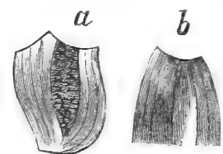
Durch diese Analysen wird der Austausch der Thonerde gegen das Magnesiahydrosilikat in deutlichster Weise bestätigt. In dem Gestein I befinden sich noch die ersten Stadien der Um-

wandlung des Feldspaths, dementsprechend auch ein hoher Thonerdegehalt. Dagegen ist das Gestein II bereits in einen fast reinen Serpentin übergeführt, welcher durch Pseudomaschenstructur charakterisirt ist. Der geringe Thonerdegehalt von 3.6 pCt. in dem Gestein II legt die Vermuthung nahe, dass die Felder des Pseudomaschennetzes wenigstens z. Th aus Serpentin bestehen. Vielleicht sind es Aggregate von Klinochlor, welche mit Serpentin innig verwachsen sind. Es scheint, dass diese Aggregate unregelmässig radialstrahlige Anordnung besitzen, da die Felder häufig ein interferenzkreuzartiges Polarisationsbild zeigen.

Becke (2, p. 470) giebt von einem aus Olivin entstandenen Serpentin von Nezeros in Thessalien eine Beschreibung, welche auf den mit Pseudomaschenstructur versehenen Serpentin vollkommen passt: „Stellenweise ist auf grosse Strecken das Netz rechtwinkelig entwickelt, entsprechend der rechtwinkeligen Spaltbarkeit des Olivin, an anderen Orten sind die Maschen ganz unregelmässig rundlich und polygonal. Die Mittelfelder dieses hellen Netzwerkes erscheinen entweder ganz dunkel oder sie zeigen eine schwache Aufhellung, indem schwach doppeltbrechende Fasern auftreten, die bald von den vier Seiten her gegen die Mitte gerichtet sind und das Mittelfeld in vier Sektoren zerlegen, oder auch ganz gesetzlos in einem Büschel das Mittelfeld durchwachsen." Ich bin weit entfernt zu behaupten, dass hier ebenfalls aus Feldspath entstandener Serpentin vorliegt, weil diese von Becke beschriebenen Partien der Beschreibung nach zufällig mit dem durch Pseudomaschenstructur ausgezeichneten Serpentin Uebereinstimmung zeigen; doch scheint mir jene Möglichkeit durchaus nicht ausgeschlossen und das Object jedenfalls einer nochmaligen Untersuchung von diesem Gesichtspunkte aus werth.

Der Serpentin von Kesab zeigt in deutlichster Weise, dass auch bei der Umwandlung des Olivin Felder entstehen können, welche von denen des Pseudomaschennetzes nur schwer unterschieden werden können. Doch lässt sich auch hier auf Grund der verschiedenen Bildungsweise ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal feststellen. Die Felder des Olivinserpentins zeigen stets schaligen Bau, indem dieselben dadurch entstehen, dass sich an die zuerst entstehenden Balken immer neue Lagen ansetzen, bis ein einheitliches Feld entsteht. Im Innern dieser Felder findet sich häufig noch ein Aggregat von wirrgelagerten Serpentinfasern (Fig. 4a); aber auch diese ordnen sich schliesslich noch in gleichem Sinne an

Textfigur 4.



Felder des Olivinserpentins.
(im polar. Licht.)

(Fig. 4b). Da die zuerst entstandenen Balken oft einen gebogenen Verlauf haben und die rhombisch orientirten Serpentinfasern sich senkrecht zur Achse dieser Balken stellen, so löschen diese Felder im polarisirten Lichte nie vollkommen aus, es zeigt sich dagegen ein mehr oder weniger gestörtes Interferenzkreuz, je nachdem die Felder mehr quadratische oder ovale Form besitzen.

Von den andern wesentlichen Bestandtheilen der Primärgesteine dieser Serpentine interessirt uns zunächst der Olivin, bezw. die aus ihm entstandenen Umwandlungsproducte. Wie schon oben bemerkt, war dieser Bestandtheil diesen Gesteinen nicht gleichmässig beigemengt. In den im Allgemeinen olivinarmen Gesteinen fanden sich locale Anhäufungen, welche als Schlierenbildungen aufgefasst werden müssen. Der aus diesem Olivin entstandene Serpentin zeigt z. Th. die für denselben typische Maschenstructur, z. Th. aber besteht er aus einem wirrfaserigen Aggregat. Die einzelnen Fäserchen gruppiren sich in kleine radialstrahlige Faserbüschel. Das ganze Aggregat besteht aus einem wirren Haufwerk dieser kleinen Faserbüschel; es ist also eine Art dichter Pikrolith. Es scheint, dass hier ebenfalls schwach thonerdehaltige Lösungen diese Bildung hervorgerufen haben, indem ich diese Art der Umwandlung des Olivin nur in diesen Olivingabbros beobachten konnte und zwar häufig nur da, wo in der Nähe auch Umlagerung des dichten Serpentins in Pikrolith stattgefunden hatte. Wenn der Olivin local die übrigen Componenten an Menge überwiegt, so fungiren diese letzteren, der Feldspath und der Diallag, als Ausfüllungsmasse zwischen den Olivinen, wie in olivinreichen Gesteinen häufig beobachtet werden kann. Auf diese Structurverhältnisse komme ich bei den olivinreichen Gabbros noch zurück.

Eine weitaus grössere Rolle, als der Olivinserpentin, spielt in diesen aus olivinarmen Gabbros entstandenen Gesteinen der serpentinisirte Diallag, welcher seines bastitartigen Aussehens wegen in diesen dichten Serpentinen schon makroskopisch durch seinen schillernden Glanz, sowie durch seine faserig-blätterige Beschaffenheit auffällt. Diese Einsprenglinge erreichen in dem Serpentin von Kesab eine Grösse von etwa 0,5 cm Durchmesser, sind dagegen in den kurdischen Serpentinen weitaus kleiner entwickelt. Es scheint demnach, dass das Primärgestein des Serpentins von Kesab grobkörniger war, als diejenigen der betreffenden Serpentine des Kurdengebirges. Da diese Pseudomorphosen nach Diallag nie automorphe Begrenzung zeigen, so ist es wahrscheinlich, dass diese Primärgesteine die für die Gabbros charakteristische granitisch-körnige Struktur besessen haben.

Bezüglich der Umwandlung des Diallag in den bastitähnlichen

Serpentin ist zu bemerken, dass wie in dem Serpentin von Antiochia auch in dem Serpentin von Kesab erst eine Umwandlung dieses Minerals in Uralit stattgefunden zu haben scheint. Allerdings konnte ich keinen sicheren Anhaltspunkt dafür finden. In dem Gestein von Kesab zeigt aber dieser Diallag - Serpentin noch eine Beschaffenheit, welche ein uralitisches Zwischenstadium wenigstens vermuthen lässt. Man erkennt schon im gewöhnlichen Lichte die faserige Structur dieses Zersetzungsproductes, welches eine grauliche Farbe besitzt und schwache Absorptionsunterschiede zeigt. Faserige Hornblende ist aber mit Sicherheit nicht zu erkennen. Im polarisirten Lichte erscheint das parallelfaserige Aggregat von kleinen isotropen Partien in Folge von Opaleinlagerung unterbrochen. Dasselbe ist auch in den Uraliten des Gabbros von Lādikīje der Fall. Allem Anschein nach ist der Diallag auch in einem Theil der in Serpentine umgewandelten Gabbrogesteine Nordsyriens zuerst in Uralit pseudomorphosirt worden; und erst dieser Uralit wurde bei den später erfolgten Serpentinisirungsprocessen in parallelfaserigen Serpentin umgewandelt. Von einer derartigen Umwandlung berichtet uns G. H. Williams (45, p. 57) von dem Diallag der Olivingesteine aus der Gegend von Baltimore: „The alteration of the pyroxene of the olivine rocks seems to be at first always to some form of hornblende“. Nach Cossa[1]) fand derselbe Vorgang in den Gabbrogesteinen des Monteferrato (Prato) statt.

In den Serpentinen des Kurdengebirges scheinen diese Diallage direct in Serpentin umgewandelt worden zu sein. Dieser Diallagserpentin stimmt nämlich mit dem von Becke (2, p. 474) beschriebenen Umwandlungsproduct eines Diallagfels von Neokhori in Thessalien ziemlich überein. Becke giebt von diesem Diallag folgende Beschreibung: „Die Bildung der Umwandlungsproducte geschah hierbei in so engem Anschluss an die Diallagstructur, dass man dieselbe deutlich an dem Umwandlungsproduct erkennen kann. Man sieht noch die deutlichen Absonderungsflächen nach 100, die matten Flächen nach 010, die man fast ebenso leicht wie beim unveränderten Diallag beliebig hervorrufen kann. Dagegen zeigen sich die optischen Eigenschaften stark geändert. Nach 100 abgespaltene Blättchen zeigen im Nörremberg zwar ziemlich gute Auslöschung, aber kein Axenbild.

---

[1]) Cossa theilt darüber folgendes mit (16, p. 243): „Alla stessa conclusione si arriva considerando l'altro componente principale della roccia cioè il diallagio, nel quale sono evidentissimi gli indizi di paramorfosi in un aggregato di minerali fibrosi e che presentano i caratteri della smaragdite e dell' attinoto ed in una materia serpentinosa.“

Im Dünnschliff ist die Structur des Diallag in dem grünlichgelben faserigen Umwandlungsproduct so vollkommen erhalten, dass man dasselbe im gewöhnlichen Lichte für Diallag halten könnte. Im polarisirten Lichte erkennt man deutlich die faserige Zusammensetzung. Die einzelnen Fasern liegen parallel mit der Hauptaxe des Diallag, sie zeigen rhombische Orientirung und meist gelblich-weisse Polarisationsfarben; zu beiden Seiten von quer verlaufenden Spalten zeigt dieses faserige Mineral lebhafte blaue Interferenzfarben. Ich vermag nicht zu entscheiden, ob hier eine weitere Umwandlung vorliegt oder ob in ähnlicher Weise, wie dies am Bronzit beobachtet werden kann, die zuerst umgewandelten Partien etwas anders entwickelt sind, als die inneren Theile der Pseudomorphose.“ In den Serpentinen des Kurdengebirges zeigen diese parallelfaserigen Zersetzungsproducte des Diallag, welche sonst vollkommen mit dem von Becke beschriebenen übereinstimmen, meist die lebhaft blauen Polarisationsfarben. Nur in wenigen Fällen konnte ich einen Uebergang in Partien beobachten, welche durch gelblich-weisse Interferenzfarbe charakterisirt sind. Diese Partien zeigen meist rhombische Orientirung, seltener kommt es vor, dass sie schief auslöschen.

Das hellbläulich polarisirende Product ist ein reiner Serpentin. Wahrscheinlich entsteht das von Becke beschriebene Zersetzungsproduct bei dem Serpentinisirungsprocess als Zwischenstadium, während der parallelfaserige Diallagserpentin, wie er in den kurdischen Serpentinen auftritt, das Endproduct dieser Umwandlungsvorgänge darstellt.

Von accessorischen Bestandtheilen spielt der Magnetit der Menge nach die grösste Rolle. Derselbe tritt im Allgemeinen in kleinen unregelmässigen Körnern in dem Serpentin eingestreut auf und zwar vorzugsweise in dem Olivinserpentin, wo diese Magnetitkörnchen in Reihen in der Mitte der Balken des Maschennetzes angeordnet sind, so dass diese Structur schon im gewöhnlichen Lichte deutlich hervortritt. Auch in dem Diallagserpentin finden sich häufig Einlagerungen von Magnetit auf den Absonderungsflächen. Seltener dagegen erscheint dieser Bestandtheil in dem aus Plagioklas entstandenen Serpentin, doch fehlt er auch hier nicht ganz. Stellenweise finden sich neben den unregelmässigen Körnern auch quadratische und sechseckige Durchschnitte, welche aber auch dem Chromit oder dem Picotit angehören können.

Dass Chromit oder Picotit in diesen Gesteinen vorkommt, wurde durch die chemische Untersuchung bewiesen, indem der nach dem Behandeln des Gesteinspulvers mit Salzsäure erhaltene Rückstand eine smaragdgrüne Boraxperle ergab. Der Chromgehalt stammt vielleicht ursprünglich von einem in dem Gabbro

enthaltenen Chromdiopsid. Ob das jetzt vorliegende chromhaltige Mineral Chromit oder Picotit ist, konnte ich nicht nachweisen, da zu einer genauen chemischen Untersuchung zu wenig Material vorhanden war.

In einem dieser Serpentine sind zahlreiche kleine Nädelchen eingelagert, welche mit Rutil grosse Aehnlichkeit besitzen. Da sie zu klein waren, um auf optischem Wege ihre Natur mit Sicherheit erkennen zu lassen, wurde eine grössere Menge des Gesteinspulvers nach der Vorschrift von Sauer (38, p. 572) behandelt. Da sie bei Digeriren mit Flusssäure sich lösten, so konnte von Rutil keine Rede mehr sein. Der durch Ausziehen des Gesteinspulvers mit Salzsäure erhaltene Rückstand wurde mit saurem schwefelsaurem Kali zusammengeschmolzen. Dabei waren die Nädelchen ebenfalls verschwunden; dagegen hatte sich Gyps gebildet, welcher durch mikrochemische Untersuchung in seinen charakteristischen Formen nachgewiesen werden konnte. Es scheint, dass hier ein secundär gebildeter, kalkreicher Turmalin vorliegt.

Gabbroserpentine, in deren Primärgesteinen der Olivin ein reichlicher oder sogar vorwiegender Bestandtheil war, traf Blanckenhorn etwa eine halbe Stunde östlich von Lādḳīje, den Kreideschichten stockförmig eingelagert, an. Es sind dichte Gesteine von wechselnder Färbung, welche im Wesentlichen aus einer dunkelgrünen bis blaugrünen Hauptmasse bestehen, in welcher grössere oder kleinere, weisslichgrüne, mattglänzende Partien eingesprengt sind, so dass das ganze Gestein ein marmorirtes Aussehen besitzt. Die grösseren hellen Partien sind Schlierenbildungen, wie die mikroskopische und chemische Untersuchung ergiebt. Schon mit unbewaffnetem Auge fällt es auf, dass die helleren Partien nicht unvermittelt gegen die dunklere Serpentinmasse absetzen, sondern ein allmählicher Uebergang stattfindet. Demnach liegen hier keine Serpentinadern vor. Die kleineren hellen Flecken zeigen unregelmässig verzweigte Umrisse. Im Allgemeinen nehmen sie, je weiter sie von den weisslichen Schlieren entfernt sind, an Grösse und Häufigkeit ab; bisweilen geht ihre helle Farbe in eine dunklere violette Nüance über, was vielleicht durch Einlagerung von Eisenoxyden hervorgerufen wird.

Im ganzen Gestein, auch in den hellen Schlieren finden sich zahlreiche Einsprenglinge von schillerndem, blätterig-faserigem Diallagserpentin, welcher, wie in den übrigen Gabbroserpentinen, ein bastitartiges Aussehen besitzt. In einem Handstück dieses Fundortes sind sowohl die weisslichgrünen Schlieren, wie der angrenzende dunkelgrüne Serpentin von Adern hellbläulichgrüner bis lauchgrüner Serpentinsubstanz durchzogen, über deren secretionäre Natur selbst bei oberflächlicher Betrachtung kein Zweifel bestehen

kann. — Die Schlieren unterscheiden sich nicht nur durch ihre makroskopische Beschaffenheit von dem dunkelgrünen Serpentin, sondern auch hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung. Eine Trennung beider Partien konnte unschwer vorgenommen werden, so dass ich in der Lage war, zwei Sonderanalysen auszuführen.

Die Analyse des dunkelgrünen Serpentins ergab folgendes Resultat:

Glühverlust . .	13.40	pCt.
Kieselsäure . .	34.88	"
Eisenoxyd . .	9.42	"
Thonerde . .	8.08	"
Magnesia . .	34.62	"
Kalk	0.56	"
Summa	100.96	pCt.

Hieraus		Atomquotient.	
H . . .	1.48 pCt.	1.480	100
Si . . .	16.40 "	0.577	40
Fe . . .	6.59 "	0.117	8
Al . . .	4.28 "	0.154	10
Mg . .	20.87 "	0.857	60
O[1] . .	50.38 "	3.148	216
	100.00 pCt.		

Man könnte dies unter Vernachlässigung des geringen Kalkgehaltes deuten etwa als eine Mischung von 15 Mol. Serpentin, zwei Mol. Klinochlor, drei Mol. Amesit mit einem Mol. Opal und zwei Mol. Magnetit.

$$15\ Si^2\ Mg^3\ H^4\ O^9$$
$$2\ Si^3\ Al^2\ Mg^5\ H^8\ O^{18}$$
$$Si\ Al^2\ Mg\ Fe\ H^4\ O^9$$
$$2\ Si\ Al^2\ Mg^2\ H^4\ O^9$$
$$Si\ O^2$$
$$2\ Fe^3\ O^4$$

Dagegen besitzen die weisslichgrünen Schlieren folgende procentische Zusammensetzung:

Glühverlust . .	13.92	pCt.
Kieselsäure . .	35.34	"
Eisenoxydul . .	4,62	"
Thonerde . . .	25.78	"
Magnesia . . .	20.10	"
(Kalk)	0,57	"
	100.33	pCt.

[1]) Aus der Differenz berechnet.

		Atomquotient.	
H . . .	1,54 pCt.	1,540	72
Si . . .	16.60 „	0,592	27
Fe . . .	3,59 „	0,064	3
Al . . .	13,66 „	0,503	24
Mg . .	12,13 „	0,497	24
O[1] . .	52.48 „	3,255	150
	100,00 pCt.		

Für die mineralogische Natur der Schliere ergiebt sich demnach etwa folgendes Bild:

[3 $Si\,Al^2\,Mg\,Fe\,H^4\,O^9$ 8 $Si\,Al^2\,Mg^2\,H^4\,O^9$] (Amesit)
$Si^3\,Al^2\,Mg^5\,H^8\,O^{18}$ (Klinochlor)
13 $Si\,O^2$ (Opal).

Dass thatsächlich in den Schlieren ein Thonerde - haltiges Magnesiasilicat in Form von chloritischer Substanz (Pseudophit) vorliegt, beweist der mikroskopische Befund.

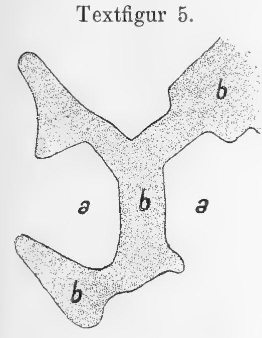
Wie schon bei makroskopischer Betrachtung der Unterschied der zwei verschiedenartig beschaffenen Partien sich durch die Färbung bemerkbar macht, so ist dies auch bei mikroskopischer Untersuchung hinsichtlich der structurellen Ausbildung und mineralogischen Zusammensetzung der Fall. Die dunkelgrüne Hauptmasse ist überall durch die typische Maschenstructur des Olivinserpentins ausgezeichnet, welche schon im gewöhnlichen Lichte häufig durch die Anordnung der Magnetitkörnchen kenntlich wird. Oft tritt sie auch durch eine verschiedene Färbung der Serpentinsubstanz hervor, indem bald die Balken dunkler gefärbt erscheinen, als die eingeschlossenen Felder, bald sind es letztere, welche sich durch ihre kräftigere Färbung von den in diesem Falle hellen Balken abheben. Noch deutlicher wird dieses Structurbild im polarisirten Lichte, indem die Felder sich nur schwach aufhellen oder ganz isotrop verhalten, während die mehr oder weniger breiten Balken sich stets mit bläulicher Farbe aufhellen.

In dieser aus Olivin hervorgegangenen Hauptmasse liegen kleine, meist nach einer Richtung gestreckte Partien, welche theils den schon bei makroskopischer Betrachtung auffallenden kleinen, weisslichen Flecken entsprechen, theils sich als parallelfaseriger Diallagserpentin zu erkennen geben. Die Umrisse dieser Partien wurden durch die Gestalt der angrenzenden ursprünglichen Olivin - Individuen bedingt, indem der Olivin als erstes Ausscheidungsproduct noch verhältnissmässig gut idiomorph sich

[1]) Aus der Differenz berechnet.

entwickelte, während die Mineralien, aus welchen die hellen Partien entstanden, nur als Ausfüllungsmasse zwischen den Olivinen dienten. Die Umrisse der helleren Flecken lassen die Formen des ursprünglichen Olivin noch sehr gut erkennen. Meist besassen die Olivinkörner abgerundete Formen, nicht selten sind aber auch krystallographisch begrenzte Partien erhalten. (Fig. 5.) Infolge dieser Ausbildung des Olivin greift die Ausfüllungsmasse zwickelartig in die Olivinserpentin-Masse ein.

Textfigur 5.



a Olivinserpentin.
b Aus Diallag oder Plagioklas entstandene Partien.

Im polarisirten Lichte unterscheiden sich die Diallagserpentin-Partien leicht von den weisslichen Flecken, indem sie die charakteristische parallele Faserung erkennen lassen, während diese meistens isotrop erscheinen durch Ausscheidung opalartiger Kieselsäure. Nur selten findet schwache Aufhellung statt. In diesem Falle sieht man entweder ein verworren filziges Aggregat oder schuppige Massen einer serpentinähnlichen Substanz.

In einigen dieser Flecken konnte ich ein System von annähernd in derselben Richtung unregelmässig verlaufenden Rissen beobachten, welche diese Flecken quer zur Längserstreckung durchziehen. Dieses System von Rissen erscheint in der Mitte schwach zusammengeschnürt (Taf. I, Fig. 6). Genau dasselbe Bild bietet ein Olivingabbro von Volpersdorf, wo in Zersetzung begriffener Feldspath von ebenso charakteristischen Risssystemen durchsetzt wird. Auf Grund sowohl dieser Beobachtung, als auch des Analysen-Resultates glaube ich zu dem Schlusse berechtigt zu sein, dass die weisslichen Partien aus Plagioklas hervorgegangen sind. Da sie vollständig identisch sind mit der weisslichen Hauptmasse der Schlieren, und da in letzteren ein Thonerdegehalt von nahezu 26 pCt. nachgewiesen wurde, so muss auch für die kleinen Flecken ebenfalls ein verhältnissmässig hoher Thonerdegehalt angenommen werden. Dies geht auch aus der Analyse der dunkelgrünen, wesentlich aus Olivinserpentin bestehenden Partien hervor, in denen diese vereinzelten weisslichen Flecken, welche sich nicht sondern lassen, vorhanden sind, und von denen offenbar der unerwartet hohe Thonerdegehalt von 8 pCt. herrührt.

Sowohl in den aus Plagioklas entstandenen Partien, als auch in dem Diallagserpentin finden sich häufig Einschlüsse von rundlich begrenztem Olivinserpentin. Diallag und Plagioklas waren

jedenfalls jüngere Ausscheidungen als der Olivin. Z. Th. mag der Diallag auch noch jünger sein als der Feldspath, indem der Diallagserpentin nicht selten auch ursprünglichen Plagioklas umschliesst.

In den weisslichgrünen Schlieren fehlt der Olivin vollständig. Die helle Hauptmasse stimmt mit den beschriebenen weissen Flecken, welche aus Feldspath entstanden, völlig überein. Sie erscheint im polarisirten Lichte zum grossen Theil isotrop, indem auch hier opalartige Kieselsäure ausgeschieden ist. Serpentin findet sich an einzelnen Stellen und zeigt hier wieder Pikrolithtextur, aber nicht in der Weise wie in den Gabbroserpentinen des Kurdengebirges; es sind vielmehr Aggregate mikroskopisch kleiner Sphärolithen, welche im Schliffe ein mehr oder weniger deutliches einaxiges Interferenzkreuz zeigen. Der schalenförmige Bau der Sphärolithen giebt sich im polarisirten Licht dadurch zu erkennen, dass isotrope Zonen, vielleicht aus Opal bestehend, mit polarisirenden abwechseln (Fig. 6).

Textfigur 6.



Pikrolithsphärolith (stark vergrössert).

Der Hauptsache nach bestehen die weisslichen Schlieren, wie schon erwähnt, aus chlorithischen Mineralien, Klinochlor und Amesit, welche sich z. Th. schon im gewöhnlichen Lichte an ihrer grünen Farbe zu erkennen geben. Im polarisirten Lichte zeigen dieselben stets die charakteristischen blauen Farben.

Auch hier erfolgt allem Anschein nach einerseits ein Einwandern des Magnesia-Hydrosilicats, andererseits infolge dessen eine Verdrängung des Thonerdesilicats. Diese Art der Umwandlung des Feldspaths in Serpentin wurde schon von Lotti und Capacci erwähnt [1]). Sie sprechen nicht nur die Ansicht aus, dass das Magnesiahydrosilikat im Stande sei, die Bestandtheile des Feldspaths vollständig zu verdrängen, sondern auch, dass der Feldspath diesen Zersetzungsprocessen weit rascher unterliege als der Diallag.

Die bei diesen Verdrängungsprocessen entstandenen chloriti-

[1]) Lotti (27, Sep.-Abdr. p. 13) äussert sich hierüber mit folgenden Worten: „Avviene spesso in questo caso di osservare il feldspato saussurite parcialmente o totalmente convertito in serpentina pur rimanendo quasi inalterato il diallaggio.“ Dieselbe Beobachtung machte Capacci (14, Sep.-Abdr. p. 12) bei der Untersuchung der Serpentine nnd Gabbrogesteine des Monteferrato (Prato): „. . . . il diallaggio serba ancora il suo carattere ma il feldspato si arricchisce a poco a poco in magnesia, passa per un stato in cui è costituito da un miscuglio a parti uguali di silicati di allumina e magnesia per terminare poi in una massa che è un vero e proprio serpentino.“

schen Mineralien gehen z. Th. in Lösung und werden an anderen Stellen, sei es auf Klüften oder in Nestern wieder abgesetzt. In den weisslichen Schlieren des Olivingabbros von Lādkīje zeigt sich, dass die chloritische Substanz zunächst in den blätterigen Diallagserpentin eingewandert ist, wodurch dieser ein eigenartiges Aussehen erhält. Je nach der Schnittlage findet sich in den einzelnen Individuen ein System von parallelen, einander mehr oder weniger genäherten schmalen Balken von grünlicher Farbe, welches von wenigen Querstreifen derselben Art durchzogen wird. Dies rührt davon her, dass die chloritische Substanz sich zwischen den Spaltblättern des Diallagserpentins einlagert. Die Querstreifen entsprechen einer Absonderung nach der Basis. Ist der Schnitt durch einen solchen Diallagserpentin annähernd senkrecht zu den Spaltflächen geführt, so sieht man die grünlichen Balken dicht gedrängt, während in einem Schliffe parallel den Spaltblättern nur noch die Querbalken sichtbar bleiben und statt der ersteren unregelmässig ausgebreitete grüne Flächen erscheinen. In Schnitten, welche eine Mittelstellung zwischen beiden angeführten haben, wird man dichtere oder weniger dichte Streifung beobachten können, je nachdem der Schnitt sich mehr der senkrecht oder der parallel zu den Spaltblättern geführten Richtung nähert.

In einigen dieser Diallagserpentine beobachtete ich dieselbe graue faserige Substanz, wie in dem Gabbroserpentin von Kesab. Demnach wäre es möglich, dass auch in diesen Schlieren erst Uralitbildung stattgefunden hat.

Nach dem chemischen und mikroskopischen Befunde sind also diese Partien nur aus Diallag und Plagioklas hervorgegangen; das Primärgestein ist also eine olivinfreie Gabbroschliere gewesen. Das jetzige chemische Bild entspricht natürlich einem derartigen Mineralbestand in Folge der Auslaugung des Kalkes und des grössten Theils der Kieselsäure ganz und gar nicht mehr; doch ist diese Auslaugung bei der weitgehenden hydrochemischen Umwandlung, welcher dieses Gestein ausgesetzt war, ganz erklärlich.

Olivin gesellte sich zu dem Plagioklas und Diallag nur am Rande der Schlieren. Hier zeigen sich dieselben structurellen Verhältnisse, wie bei dem ursprünglichen Plagioklas des dunkelgrünen Serpentins. Die an letzteren angrenzenden Componenten der Schliere greifen ebenfalls zwickelförmig in den umgebenden Olivinserpentin ein. Man bekommt den Eindruck, als sei das Magma des Muttergesteins erstarrt, ehe die Bestandtheile der Schlieren von dem umgebenden Magma aufgenommen werden konnten. Nur auf diese Weise erklären sich die annähernd automorphen Umrisse des angrenzenden Serpentins gegenüber der

xenomorphen Ausbildung der am Rande der Schlieren gelegenen Plagioklas- und Diallag-Individuen.

Beim Vergleich des Serpentins von Lādḳīje mit einer Reihe von Gesteinen, welche bei ihrer Zersetzung in Serpentin übergehen, konnte ich die Beobachtung machen, dass derselbe in seiner Structur mit einem Pikrit von Biedenkopf bei Tringenstein in Nassau, welcher von Öbbecke (32) und Brauns (12) beschrieben wurde, vollständig übereinstimmt.

III. Serpentine,

welche aus feldspathfreien Peridotiten (Pyroxeniten) entstanden sind.

Im Kurdengebirge wie in der Gegend von Lādḳīje treten neben den Gabbroserpentinen auch aus feldspathfreien Gesteinen, Peridotiten, entstandene Serpentine auf. Ein Uebergang zwischen diesen Gesteinen besteht offenbar. Wenigstens fand ich in einem ursprünglich vorzugsweise aus Olivin und monoklinem Pyroxen bestehenden Gestein aus dem Kurdengebirge vereinzelte Partien, welche aus Feldspath hervorgegangen zu sein scheinen.

Die in den Gabbroserpentinen beobachteten Schlierenbildungen basischerer oder saurerer Natur deuten auf die Wahrscheinlichkeit hin, dass die verschiedenen Primärgesteine der nordsyrischen Serpentine nur locale Differenzirungen ein und desselben Magmas darstellen, also z. Th. Schlierenbildungen in grossem Maassstabe sind. Wenn aber die Differenzirung schon im Magmaherde selbst erfolgt ist, so können, wie dies in der Ebene von Lādḳīje der Fall zu sein scheint, saurere oder basischere Magmen an verschiedenen Stellen zum Ausbruch gelangt sein.

Während bei Lādḳīje und im eigentlichen Kurdengebirge nur aus Olivin und Diallag bestehende Peridotite, also Wehrlite, bezw. die aus ihnen entstandenen Serpentine auftreten, sind dieselben in den östlichen Parallelzügen des Kurdengebirges, dem Sarikajagebirge, durch Serpentine vertreten, deren Primärgesteine als Lherzolithe und Pyroxenite zu bezeichnen sind, indem sich zu dem monoklinen Pyroxen auch noch rhombischer Pyroxen gesellt und bei den Pyroxeniten der Olivin local verschwindet.

Die Wehrlitserpentine von Lādḳīje unterscheiden sich von denen des Kurdengebirges wesentlich nur durch den hohen Grad der Umwandlung, welche diese Gesteine erlitten haben, und in Folge dessen durch ihre hellgrüne Farbe, während die Wehrlitserpentine des Kurdengebirges eine dunkelgrüne Hauptmasse besitzen, in welche schillernde Diallagserpentinpartien eingesprengt sind. Die Analyse eines Wehrlitserpentins von Lādḳīje ergab folgendes Resultat:

Glühverlust .	14,84	pCt.
Kieselsäure . .	37,07	„
Eisenoxyd . .	8,03	„
Thonerde . .	1,70	„
Magnesia . .	38,12	„
Summa	99,76	

Abgesehen von dem geringen Thonerdegehalt, welcher einerseits aus dem Diallag stammen, andererseits von aussen her zugeführt sein kann, entspricht diese Zusammensetzung annähernd einem reinen Serpentin.

Die Hauptmasse dieser Felsarten besteht aus Olivinserpentin, dessen Maschenstructur bald deutlicher hervortrit, wie in den kurdischen Wehrlitserpentinen, bald, wie in jenen der Umgegend von Lādķīje, mehr oder weniger verwischt erscheint. Auch in der Vertheilung des Magnetits macht sich ein wesentlicher Unterschied geltend; während in jenen der Magnetit in Form von staubförmigen Körnchen gleichmässig im ganzen Gestein vertheilt ist, finden sich in dem Wehrlitserpentin von Lādķīje nur grössere Körner von Magnetit und von fast opakem, nur schwach bräunlich durchscheinendem Brauneisenstein. Wie sich die Umlagerung der Bestandtheile dieser Serpentine in der verwischten Maschenstructur bemerkbar macht, so auch in der Vertheilung des Magnetits. Diesem Umstande verdanken diese Gesteine auch ihre hellgrüne Farbe, indem die vereinzelten grösseren Körner von Magnetit und Brauneisenstein eine allgemeine dunklere Färbung nicht hervorrufen können. Der in dieser Hauptmasse eingesprengte Diallagserpentin tritt, wie in den Gabbroserpentinen, als bastitähnliches, faserig-blätteriges Mineral auf. Bemerkenswerth ist hier, dass der Diallag, wie der Plagioklas in dem Olivingabbro von Lādķīje, die Zwischenräume zwischen den Olivinen ausfüllte und dass sich in demselben auch häufig Einschlüsse von rundlich begrenztem Olivin fanden.

Wehrlite wurden auch in anderen Gabbrobezirken angetroffen, so von Bergeat (3) auf Cypern. Die Primärgesteine der Serpentine von Monteferrato bei Prato, in welchen, wie Capacci u. a. gezeigt, Gabbros eingelagert sind, bestanden nach Capacci und Cossa ebenfalls aus Diallag und Olivin; die dortigen Serpentine sind also auch Wehrlitserpentine.

Weit besser erhalten als die Gabbro- und Wehrlitserpentine Nordsyriens sind die sie im Sarikajagebirge vertretenden Felsarten, welche z. Th. aus Olivin, Diallag und einem rhombischen Pyroxen, z. Th. nur aus einem Mineralgemenge von monoklinen und rhombischen Pyroxenen ursprünglich bestanden haben und

demnach als Lherzolithe bezw. Pyroxenite zu bezeichnen sind. Die Hauptmasse dieser dunkelgrünen Gesteine enthält zahlreiche tombackbraune, metallglänzende Bastite eingesprengt.

Die chemische Untersuchung eines in diese Abtheilung gehörigen Serpentins ergab folgende Zusammensetzung:

Glührückstand .	13,40 pCt.
Kieselsäure . .	39,95 „
Eisenoxyd . .	11,55 „
Thonerde . .	2,87 „
Magnesia . .	32,05 „
Summa	99,82.

Der Thonerdegehalt rührt wohl meist von dem in diesen Gesteinen oft massenhaft auftretenden Granat. Im Allgemeinen weichen sie in ihrer chemischen Zusammensetzung von den Wehrlitserpentinen nicht besonders ab, da beide in fast reinen Serpentin übergegangen sind.

Während in den anderen Serpentingesteinen Nordsyriens, welche mir zur Untersuchung vorlagen, nur selten Spuren von primären Mineralien zu finden sind, erscheinen in diesen Lherzolith- und Pyroxenitserpentinen noch vielfach Reste sowohl von rhombischen als von monoklinen Pyroxenen, seltener von Olivin. Der rhombische Pyroxen ist als Enstatit anzusprechen, da auf basalen Schnitten von besser conservirten Individuen der Austritt der spitzen positiven Bisectrix zu beobachten ist. Zumeist ist das Mineral schon mehr oder weniger vollständig in parallelfaserigen Bastit übergegangen, welcher schwachen Pleochroismus, saftgrün parallel der Faserung und gelblichgrün senkrecht zu derselben, zeigt. Im weiteren Verlauf der Zersetzung geht der entstandene Bastit in denselben parallelfaserigen Serpentin über, wie er aus den Diallagen der Wehrlite und Gabbros sich bildet. Der monokline Pyroxen ist ein farbloser Diopsid, welcher sich durch seine Absonderung nach dem Orthopinakoid als Diallag kennzeichnet. Es ist bemerkenswerth, dass er hier ohne uralitisches Zwischenstadium direct in einen Serpentin übergeht, welcher sich durch die für Pyroxenserpentine charakteristische Balkenstructur auszeichnet. Die Umwandlung dieses Diallag geht in der Weise vor sich, dass der Serpentin gleichmässig von aussen nach innen vordringt. Daher kommt es, dass noch gut erhaltene Kerne erhalten sind, während die Randpartien schon vollständig in Serpentin umgewandelt sind.

In diesem angrenzenden Serpentin liegen dann meist noch Reste von annähernd quadratischer Form, welche von dem Kern bereits losgelöst sind. Die Serpentinfasern dringen auf den Kluft-

flächen nach $\infty P \infty$ und ∞P in den Diallag ein und lagern sich dann parallel diesen Spaltrissen ein, wie man deutlich sehen kann, wenn man den Diallag im polarisirtem Lichte auf dunkel einstellt. Dabei hellen sich die rhombisch orientirten Serpentinfasern auf, so dass man glauben könnte, es handle sich um eine parallele Verwachsung mit Enstatit. Bei genauer Betrachtung aber erweisen sich die rhombischen Einlagerungen als Serpentinfasern. Durch diese Einlagerungen wird das Gefüge des Diallag allmählich gelockert; es entstehen in der Randzone Querrisse, auf welchen die Serpentinisirung weiter schreitet, bis das ursprüngliche Mineral verschwunden ist und höchstens noch die kleinen quadratischen Reste Zeugniss für seine ehemalige Anwesenheit ablegen.

In dem auf diese Weise entstandenen Pyroxenserpentin sind die feinen Fasern, welche die einzelnen Balken zusammensetzen, annähernd senkrecht zur Längsaxe der Balken gestellt. Diese Stellung erhalten die Fäserchen erst durch Umlagerung. Ich konnte beobachten, dass sie im ersten Stadium der Balkenbildung, d. h. so lange der Kern nur durch schmale, meist schräg verlaufende Querbalken von den abgeschnürten Theilen getrennt ist, stets in der Richtung der c-Achse des betreffenden Individuums abgelenkt erscheinen.

Dieser Balkenserpentin bildet für sich allein die Hauptmasse der aus Pyroxeniten hervorgegangenen Gesteine, mit dem Maschenstructur zeigenden Olivinserpentin zusammen die Hauptmasse der Lherzolithserpentine.

Porphyrartig liegen in dieser Hauptmasse der Pyroxenit- wie der Lherzolithserpentine die blätterig-faserigen Bastite, welche eine Grösse von ca. 5 mm Durchmesser erreichen und, wie schon oben bemerkt, aus einem Enstatit hervorgehen. Nicht selten finden sich in den Bastiten auch Lamellen eines monoklinen Pyroxens, während Reste von Enstatit bei weitem seltener erhalten sind. In einem dieser Bastite, in welchem Reste von monoklinem und rhombischem Pyroxen nebeneinander noch gut nachgewiesen werden konnten, kann man deutlich beobachten, dass es sich hier nur um eine parallele Verwachsung dieser beiden handelt, indem die Diopsidlamellen, wie Trippke (39, p. 172) zuerst nachgewiesen, derart dem Enstatit eingelagert sind, dass das Makropinakoid des letzteren und das Klinopinakoid des Diallag einander parallel liegen. Die Diopsidlamellen zeigen deshalb bei Dunkelstellung des Enstatits Aufhellung, wenn der Schnitt nicht parallel dem Brachypinakoid des letzteren gelegt ist.

Der Bastit geht im weitern Verlauf der Zersetzung in einen parallelfaserigen Serpentin über, welcher sich von dem faserigblätterigen Diallagserpentin nicht mehr unterscheiden lässt.

Von accessorischen Bestandtheilen findet sich in diesen Serpentinen neben Magnetit und Chromit ein rothbrauner, meist in einzelne Bruchstücke zerfallener Granat. Der qualitativen Analyse nach ist es ein Eisenthongranat. Eine quantitative Bestimmung konnte nicht gemacht werden, da der Versuch, dieses Mineral von den übrigen Bestandtheilen durch Behandeln des Gesteinspulvers mit Salzsäure und des Rückstandes mit Flussäure zu trennen, missglückte. Wohl gelang er bei Inangriffnahme kleiner Mengen, so dass die qualitative Analyse wenigstens gemacht werden konnte; bei Behandlung grösserer Mengen aber wurde auch der Granat von der Flusssäure angegriffen, so dass von der Trennung abgesehen werden musste.

In einem Pyroxenitserpentin findet sich in einer Serpentinader helminthartige Chloritsubstanz, welche im polarisirten Lichte nicht vollkommen auslöscht.

Die Lherzolithe und Pyroxenite des Sarikajagebirges scheinen ineinander überzugehen, d. h. die Pyroxenite sind wohl eine nur locale olivinfreie Facies der Lherzolithe, andererseits aber stehen sie wohl auch mit den Gabbros bezw. den Gabbroserpentinen in innigster Beziehung. Makroskopisch lassen sich die aus diesen beiden Felsarten entstandenen Serpentine nicht unterscheiden. Bei mikroskopischer Untersuchung ist der Gehalt an Olivin bezw. das Vorhandensein oder Fehlen der Maschenstructur der einzige Unterschied. Sowohl in der Ausbildung der wesentlichen Gesteinscomponenten, als auch in der Art der accessorischen Bestandtheile stimmen beide Felsarten vollkommen mit einander überein.

Aehnliche Verhältnisse bezüglich der Verbindung von Gabbros, Lherzolithen und Pyroxeniten, resp. der aus ihnen hervorgegangenen Serpentine finden sich auch in anderen Gebieten, so in Italien (31, p. 403), auf den Hebriden (45, p. 54 u. 55) und in der Umgegend von Baltimore (49, p. 135).

IV. Neubildungen.

1. Durch Contactmetamorphose entstandene Gesteine.

Die Kalke und Mergel, welche direct an die Serpentine angrenzen, zeigen vielfach ein verändertes Aussehen. Es scheint aber, dass hier meist keine Contactmetamorphose angenommen werden darf. Die mir vorliegenden Gesteine aus der Contactzone von Serpentinen haben mit einer Ausnahme jedenfalls erst durch die späteren Umwandlungsvorgänge in den angrenzenden Eruptivgesteinen ihre heutige Beschaffenheit erlangt, indem von den letzteren Minerallösungen in das Nebengestein eingedrungen sind. Nur ein grobkörniger Fassaitfels aus dem Kurdengebirge, welcher in der Nähe der die eocänen Schichten durchsetzenden Serpentine

westlich von Jailadschik gefunden wurde, ist als ein durch den Contact mit dem glühend-flüssigen Magma entstandenes Gestein zu betrachten. Er besteht der Hauptsache nach aus einem hellgrünen Fassait, welcher eigenthümlicher Weise eine ausgesprochene Absonderung nach ∞P∞ zeigt. Dieser Fassait geht stellenweise in Serpentin über, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt. Die Analyse des Fassaits, wozu nur reine Spaltblättchen verwendet wurden, ergab folgendes Resultat:

Glühverlust . .	2,23 pCt.
Kieselsäure .	48,72 „
Calciumoxyd .	20,89 „
Thonerde . .	18,50 „
Eisenoxydul .	3,05 „
Magnesia . .	6,82 „
Summa	100,21

Nach Abzug des Glühverlustes erhält man für die procentische Zusammensetzung des wasserfreien Silikates:

				Atom-Quotient	
Kieselsäure	49,70 pCt.	Si	23,36 pCt.	0,822	19
Calciumoxyd	21,33 „	Ca	15,23 „	0,380	9
Thonerde	18,88 „	Al	10,00 „	0,369	8
Eisenoxydul	3,11 „	Fe	2,41 „	0,043	1
Magnesia	6,96 „	Mg	4,20 „	0,172	4
		O[1]	44,80 „	2,804	65
Summa	99,98		100,00		

Da die optische Untersuchung dieses Minerals entschieden für einen Augit spricht — das Maximum der Auslöschungsschiefe auf ∞P∞ beträgt 30°, während auf ∞P∞ gerade Auslöschung erfolgt —, so muss es seiner chemischen Zusammensetzung nach als ein durch etwas Kieselsäure verunreinigter Fassait betrachtet werden, welcher annähernd folgender Formel entspricht: $[CaFeSi^2O^6 + 4CaAl^2SiO^6 + 4CaMgSi^2O^6]$. Neben dem Fassait müssen noch fünf Molecüle freier Kieselsäure angenommen werden.

Auffallend ist einerseits der hohe Thonerdegehalt, welcher bis jetzt noch bei keinem Fassait nachgewiesen worden ist, — damit hängt vielleicht auch das relativ niedrige Maximum der Auslöschungsschiefe zusammen, — andererseits die stark hervortretende diallagartige Absonderung nach ∞P∞, welche sich auch unter dem Mikroskop deutlich erkennen lässt.

Dieser Fassaitfels hat sich stellenweise in radialfaserigen

[1]) Aus der Differenz berechnet.

Serpentin, Pikrolith, umgewandelt und zwar ohne Zwischenstadium. Die Pikrolithstructur ist hier noch schöner entwickelt, als in dem an Stelle von Plagioklas getretenen Serpentin. Dadurch wird auch die Annahme bestätigt, dass bei der Pikrolithbildung die Anwesenheit von Thonerde ein wesentlicher Factor ist.

2. Auf metasomatischem Wege entstandene Neubildungen.

Unter den auf metasomatischem Wege entstandenen Neubildungen sind hier diejenigen Producte verstanden, welche sowohl bei dem Serpentinisirungsprocess der Primärgesteine, als auch bei der Verwitterung der entstandenen Serpentine sich gebildet haben und theils in den betreffenden Gesteinen selbst, theils in dem Nebengestein zur Ablagerung gelangt sind.

Die wichtigste dieser Neubildungen ist der Serpentin selbst, welcher als dichter Serpentin das directe Umsetzungsproduct der Primärgesteine darstellt oder erst aus dem dichten Serpentin als secretionäre Bildung entsteht und sich dann als Kluftausfüllung in letzterem findet.

Wie die Untersuchung der dichten Serpentine ergeben hat, sind dieselben aus einer Reihe von Gesteinen hervorgegangen, welche in die Familie der Gabbros zu rechnen sind. Die Umwandlung der Gabbros verläuft in folgender Weise: Die ersten Anfänge dieses Processes gehen von den olivinreichen Gabbros und den reinen Peridotiten aus. Zunächst bildet sich das Magnesiahydrosilikat auf den unregelmässig den Olivin durchziehenden Rissen, wodurch die bekannte Maschenstructur entsteht. In diesem Stadium scheint nur kohlensäurehaltiges Wasser, vielleicht unter Mitwirkung etwas erhöhter Temperatur, wenn sich diese Vorgänge in tieferen Regionen abspielen, auf den Olivin einzuwirken. Unter annähernd denselben Bedingungen wird sich in den olivinfreien und olivinarmen Gabbros aus dem Diallag Uralit bilden. Inwieweit bei diesen beiden Processen dynamische Kräfte in Betracht kommen, ist nicht leicht zu sagen. Jedenfalls ist aber die Wirkung solcher Kräfte nicht zu unterschätzen, indem durch sie das Gefüge der Primärgesteine wesentlich gelockert wird und dadurch den circulirenden Lösungen mehr Angriffspunkte geboten werden.

Es scheint, dass Serpentinisirungs- und Uralitisirungsprocess in demselben Gestein Hand in Hand gehen können, dass sich der Olivin in Serpentin, der Pyroxen in faserige Hornblende umwandelt. G. H. Williams (45, p. 57) berichtet von den Olivingesteinen der Umgegend von Baltimore: „The alteration of the pyroxene of the olivine rocks seems to be at first always to some form of

hornblende. This change may be continued until no vestige of the pyroxene remains. In connection with the alteration of the olivine it gives rise to hornblendic (tremolite) serpentines, which are by far the most aboundant of the magnesian rocks of Baltimore country."

Ob auch in den Olivingesteinen von Nordsyrien der monokline Pyroxen erst in faserige Hornblende umgewandelt wurde, kann ich mit Sicherheit nicht behaupten, da die jetzt vorliegenden Gesteine bereits reine Serpentine sind, in welchen sich keine Reste von faseriger Hornblende finden.

Hat die Serpentinisirung des Olivin in den Peridotiten und Olivingabbros einmal begonnen, so wird im weiteren Verlauf ein Theil des gebildeten Magnesiahydrosilikates und des freigewordenen Eisens in Lösung gehen. Dadurch wird die Wirksamkeit der circulirenden Lösungen wesentlich erhöht. Bei den Pyroxenen und Amphibolen scheint dadurch nur der Anstoss gegeben zu werden, dass sich auch diese magnesiahaltigen Silikate in das Magnesiahydrosilikat umwandeln. Bei dem Plagioklas aber ist es ein Verdrängungsprocess, welcher so lange dauert, bis die Bestandtheile desselben verschwunden sind. Je nach den gerade obwaltenden Verhältnissen scheint dieser Process rascher oder langsamer vor sich zu gehen. Die Widerstandsfähigkeit des Plagioklas steigt offenbar mit dem Gehalt an Albitsubstanz. Je basischer derselbe ist, desto rascher zersetzt sich derselbe. Ausserdem spielt jedenfalls auch die relative Menge der verschiedenen Componenten eine Rolle. Ist der Feldspath im Uebergewicht, so wird die Umwandlung weit weniger rasch vor sich gehen, als wenn der Olivin vorherrscht. In letzterem Falle wird der Feldspath, sofern er basischer Natur ist, rascher verschwinden, als der Olivin und der Diallag, wie in dem Palaeopikrit von Biedenkopf deutlich zu sehen ist.

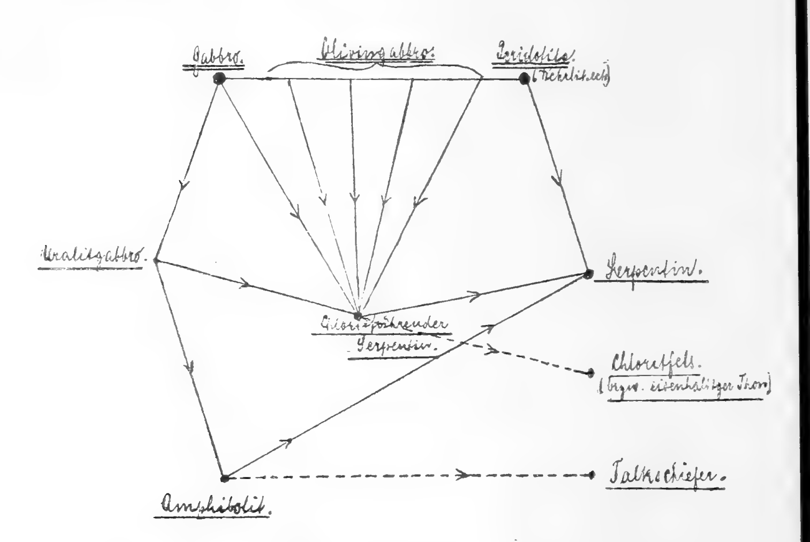
Bei diesem Verdrängungsprocess wird zunächst ein Theil des Kalksilikates zersetzt; es bilden sich kohlensaurer Kalk und freie Kieselsäure. Diese neu entstandenen Mineralkörper werden ausgelaugt und fortgeführt. Ein anderer Theil kann sich mit dem in Lösung befindlichen Eisen zu Epidot, oder mit einem Theile des Thonerdesilikates zu Zoisit verbinden. Dadurch entsteht als Zwischenstadium ein saussuritartiges Mineralgemenge, wie Cossa (16, p. 243), Lotti (27, Sep.-Abdr. p. 8) und Ulzielli[1]) beobachtet haben.

Auch in dem Paläopikrit von Biedenkopf hat sich aus dem

[1]) Osserv. sulle serpentine del Modenese. Boll. soc. geol. It., 1882, (1). Cf. Lotti, Contrib. allo stud., l. c. p. 8.

Feldspath ein Gemenge von grauen Epidotkörnchen und chloritischer Substanz gebildet. Diese letztere bildet sich durch Vereinigung des eindringenden Magnesiahydrosilikats mit einem andern Theile des Thonerdesilikats. Die überschüssige Kieselsäure wird zunächst in hyaliner Form ausgeschieden und dann allmählich vollständig weggetragen. Auch das Thonerdesilikat und der Kalk sind zuletzt verschwunden und ein reiner Serpentin an die Stelle des ursprünglichen Plagioklas getreten. Auf diese Weise gehen nicht nur Olivingabbros in Serpentin über, sondern es können auch aus olivinfreien Gabbros reine Serpentine gebildet werden, wenn die Magnesiasilikatlösungen Gelegenheit haben, in diese Gesteine einzudringen. Bei dem Verdrängungsprocess, welchem der Feldspath bei der Serpentinisirung solcher Gesteine anheimfällt, ist auch der directe Uebergang dieses Minerals in chloritische Mineralien ohne die Bildung von Zwischenproducten möglich.

Die Umwandlung der Gesteine der Gabbrofamilie gestaltet sich demnach etwa nach folgendem Schema:



Der reine olivinfreie Gabbro geht meist in einem Uralitgabbro über; dabei bleibt der Feldspath verhältnissmässig frisch, auch wenn es ein basischer Plagioklas ist. Bei weitgehender Zersetzung wird auch der Feldspath angegriffen; es bilden sich glimmerartige Producte, z. Th. wohl Paragonit, sowie eine trübe kaolinartige Substanz und unter Umständen Epidot. Der Uralit wird in die schilfige tremolitartige Hornblende umgelagert,

welche sich im ganzen Gestein in Form von wirrfaserigen Aggregaten verbreitet findet.

Sind die Bedingungen zur Serpentinbildung nicht gegeben, so kann sich, wie WILLIAMS gezeigt, ein fast reiner Amphibolit bilden, indem sich die tremolitartige Hornblende local anhäuft. Dieser Amphibolit kann für sich dann direct in Serpentin übergehen. Führt der Gabbro Olivin als accessorischen Bestandtheil, so geht dieser Olivin in pilitische Hornblende über.

Die Olivingabbros und Wehrlite gehen vielfach direct in Serpentin über, doch scheint bei beiden Felsarten auch die Bildung von secundärer Hornblende aus dem Diallag möglich zu sein. Hat sich der Diallag in einem Gestein, welches in Serpentin sich umwandelt, als solcher erhalten, d. h. ist er nicht zuvor in Hornblende übergegangen, so widersteht er der Serpentinisirung meist länger als der Olivin und der Feldspath und zerfällt, wenn auch er diesem Process unterliegt, entweder in einen dichten Serpentin, welcher sich durch die bekannte Balkenstructur kennzeichnet, oder in einen bastitartigen faserigblätterigen Serpentin.

Bei der Zersetzung von olivinarmen und olivinfreien Gabbros bildet sich in der Regel aus dem Diallag faserige Hornblende. In dem Saussuritgabbro des Fichtelgebirges, aus der Gegend von Wurlitz und Woja, von Schwarzenbach und Förbau geht nach ZIRKEL (49, II, p. 777) der Diallag ausnahmsweise nicht in Amphibolmineralien über, sondern direct in Serpentin. Trotzdem dass hier der Plagioklas schon vollkommen in Saussurit umgewandelt ist, erscheint der Diallag noch vielfach intact.

Das bei diesen Processen entstehende Magnesiahydrosilikat findet sich nicht nur als dichter Serpentin, welcher durch seine Structur meist noch erkennen lässt, aus welchen primären Mineralien er hervorgegangen ist, sondern auch als reines Magnesiumhydrosilikat, welches in Form von Adern den dichten, stets noch mehr oder weniger unreinen Serpentin durchzieht. Dieser reine Serpentin, welcher als Spaltenausfüllung auftritt, besteht aus einem Aggregat von Serpentinfasern, welche unter sich parallel stehen. BRAUNS (12, p. 292) vergleicht denselben mit dem Fasergyps, welcher durch Auslaugung des dichten Gypses entsteht. Je nachdem diese parallele Faserung schon makroskopisch mehr oder weniger deutlich hervortritt, unterscheidet BRAUNS den Chrysotil, dessen Fasern sich leicht von einander trennen lassen und biegsam sind, sowie den Metaxit, welcher z. Th. stengelig, z. Th. fast dicht ausgebildet ist. In letzterem Falle besitzt der Metaxit meist muscheligen Bruch, ist fettglänzend und lässt nur in seltenen Fällen seine faserige Beschaffenheit erkennen, welche erst unter dem Mikroskop deutlich hervortritt. Die stengeligen

Varietäten des Metaxits zeigen bereits wie der Chrysotil Seidenglanz; die einzelnen Fasern lassen sich aber nicht von einander trennen, man erhält stets ein stengeliges Aggregat mehrerer Fasern, welche beim Biegen zerbrechen. Diese Varietät dürfte den Uebergang vom Metaxit zum Chrysotil vermitteln. Sowohl der Chrysotil als die beiden Arten von Metaxit treten in den nordsyrischen Serpentinen als Kluftausfüllungen auf.

Bei der chemischen Untersuchung ergab sich, dass Chrysotil und Metaxit sich gegen Salzsäure verschieden verhalten. Der Chrysotil wird durch kochende Salzsäure nicht angegriffen, während sich der gewöhnliche Metaxit leicht zersetzt; weniger stark ist die Einwirkung der Salzsäure auf den stengeligen Metaxit. Es scheint, dass die Molecüle dieser Serpentinarten unter sich verschieden innig gebunden sind und dass dadurch kleine Unterschiede in ihrer physikalischen und chemischen Beschaffenheit entstehen. Bemerkenswerth ist, dass der aus Diallag entstehende bastitähnliche Serpentin ebenfalls nur schwer von Salzsäure angegriffen wird.

Unter dem Mikroskop lassen alle diese Serpentine ihre parallelfaserige Textur deutlich erkennen. Pleochroismus konnte ich in keinem der untersuchten Präparate wahrnehmen. Nur bei der Untersuchung von feinen Splittern des stengeligen Metaxits machte sich ein schwacher Absorptionsunterschied geltend, und zwar sind es die parallel der Faserung schwingenden Strahlen, welche am stärksten absorbirt werden. Zwischen gekreuzten Nikols zeigen sowohl die Chrysotil- als die Metaxitfasern rhombische Orientirung, sie löschen parallel der $\mathfrak{c}$-Achse gerade aus.

Ausser den erwähnten parallelfaserigen Serpentinarten findet sich in dem Olivingabbroserpentin vom Kurdengebirge der von Brauns als Pikrolith[1]) bezeichnete radialfaserige Serpentin und zwar an der Grenze zwischen dem stengeligen Metaxit und dem Pseudomaschenstructur aufweisenden dichten Serpentin. Wie erwähnt, ist der Pikrolith hier das Umlagerungsproduct des Serpentins, und zwar scheint die Möglichkeit seiner Bildung von dem Thonerdegehalt abzuhängen, indem sich dieser Pikrolith stets nur da findet, wo der Chlorit bis auf geringe Mengen verdrängt ist. Diese geringen Mengen von Thonerde scheinen hier die Rolle von agents minéralisateurs zu spielen, denn wenn auch sie ausgelaugt sind, nimmt der Serpentin wieder die parallelfaserige Anordnung an.

---

[1]) Die von Websky gebrauchten Namen Chalcedonstructur für den radialfaserigen, und Pikrolithstructur für den parallelfaserigen Serpentin sind dadurch hinfällig geworden, dass Brauns den radialfaserigen Serpentin als Pikrolith bezeichnet hat.

Wie schon erwähnt, entstehen bei der Umwandlung von Gabbrogesteinen in Serpentin ausser letzterem noch eine Reihe von andern Mineralbildungen, die sich z. Th. noch im Serpentin selbst finden, sei es an der Stelle, wo sie sich gebildet, sei es auf Adern oder Nestern diesem eingelagert, z. Th. aber in dem Nebengestein zum Absatz gelangt sind. Der Olivin giebt bei diesem Processe neben dem Magnesiahydrosilikat kohlensaure Magnesia, welche in Lösung geht, der Eisengehalt wird als Magnetit und, wenn chromhaltige Mineralien zugleich umgewandelt werden, z. Th. auch als Chromit abgesetzt. In letzterem Falle kommt hauptsächlich der Chromdiopsid in Betracht. Die Pyroxene setzen sich entweder direct oder auf dem Umwege der Uralitisirung und Bastitisirung in Serpentin um. Als Nebenproducte können je nach der Art des betreffenden Pyroxens verschiedene Mineralien, kohlensaurer Kalk, Kieselsäure, Thonerdesilikate und Chromit, entstehen.

Der grösste Theil der neben dem Serpentin neugebildeten Mineralgemenge wird seine Entstehung der Zersetzung des Feldspaths verdanken. Wie oben gezeigt wurde, sind die Serpentine Nord-Syriens nicht nur aus Olivingesteinen hervorgegangen, sondern selbst aus reinen olivinfreien Gabbros, an deren Zusammensetzung der Feldspath grossen Antheil nimmt. Wenn wir nun heute reine oder fast reine Serpentine an deren Stelle finden, so müssen auch Ablagerungen in der Nähe oder in diesen Serpentinen selbst zu finden sein, welche die Bestandtheile des Plagioklas beziehungsweise einen Theil derselben enthalten.

Bei der Zersetzung des Feldspaths unter genannten Umständen verbindet sich das in den Plagioklas eindringende Magnesiasilikat mit dem Thonerdesilikat des Feldspaths entweder direct zu Mineralien der Chloritgruppe, oder es bildet sich bei Gegenwart von Eisen zunächst Epidot, welcher allem Anschein nach bei weiterer Zersetzung ebenfalls chloritische Substanz liefert. Bei diesen Processen wird das Kalk- und das Natronsilikat entweder weggetragen und in Form von Kalk- bezw. Natronglimmer an anderen Stellen abgesetzt, oder es werden diese Minerallösungen durch Kohlensäure zersetzt, wodurch die Bicarbonate und freie Kieselsäure entstehen.

Da nun in den untersuchten Serpentinen weder Kalk- noch Natronglimmer, noch kohlensaurer Kalk, noch Epidot, noch in grösserer Menge freie Kieselsäure angetroffen wurde, da ferner die chloritische Substanz nachweisbar schon in den meisten Fällen bis auf geringe Reste verschwunden ist, so muss angenommen werden, dass die Bestandtheile dieser Mineralien, sei es nun innerhalb des Serpentins auf Spalten und Nestern oder im Nebengestein, in irgend einer Form abgesetzt worden sind. Leider

liegen mir ausser einer Reihe von Kieselsäuremineralien keine Mineralbildungen vor, welche ich dahin rechnen könnte. Dass aber die Serpentine thatsächlich von derartigen Mineralien und Gesteinen begleitet werden, erfahren wir durch die Berichte RUSSEGGER's[1]). Derselbe erwähnt, dass im Bereiche des Casius Rollstücke von Hornsteinen, Brauneisenstein und chloritischen Gesteinen vorkommen. Da thatsächlich im Südosten des Casius Serpentine auftreten, welche wenigstens z. Th. aus Gabbros hervorgegangen sind, so können möglicherweise diese von RUSSEGGER angeführten Gesteine mit jenen Serpentinen insofern in Beziehung gebracht werden, als sie vielleicht als Nebenproducte, entstanden bei der Serpentinisirung jener Gesteine, anzusehen wären.

AINSWORTH (1, p. 317) giebt auch vom Amanusgebirge eine Reihe von Gesteinen, Thonschiefer und Talkschiefer, an, welche nach ihm stete Begleiter der Serpentine des Amanus sind. Die Verhältnisse, unter welchen diese Gesteine auftreten, scheinen nach AINSWORTH's Bericht sehr verwickelter Natur zu sein. Die Talkschiefer werden anthracitisch und führen stellenweise Nester von Anthracit und Pechstein (wohl dunkelgefärbte Hornsteine?). AINSWORTH fasst diese verschiedenen Gesteine unter dem Namen „Metamorphic rocks" zusammen. Es scheint, dass er diese Bildungen als durch Contactmetamorphose veränderte Sedimentgesteine ansieht, zu welcher Ansicht er offenbar durch den local eingelagerten Anthracit geführt wurde. Genauer sind diese Verhältnisse von AINSWORTH nicht untersucht worden; jedenfalls bedürfen diese Angaben noch der Bestätigung. RUSSEGGER führt zwar ebenfalls dieselben Bildungen an, er bezieht sich aber vollständig auf AINSWORTH, dessen Mittheilung er fast wörtlich wiedergiebt.

Die Ansicht, dass Chloritfelse und Talkschiefer durch Contactmetamorphose entstehen können, ist auch in neuerer Zeit von E. WEINSCHENK (42 u. 43) vertreten worden. WEINSCHENK kam durch seine Untersuchungen der Minerallagerstätten am Grossvenediger zu der Ueberzeugung, dass die dort auftretenden Chloritfelse, Talkschiefer und die in diesen Gesteinen vorkommenden Mineralien, welche Bildungen z. Th. in den nach ihm eruptiven Peridotiten und Serpentinen auf Klüften, z. Th. in dem angrenzenden Nebengestein auftreten, der vulkanischen Thätigkeit

[1]) (37, p. 452): „In den tiefen Thälern des Okrah an seinem südöstlichen Abhange fanden Herr PRUCKNER und seine Begleiter (Mitglieder der Expedition RUSSEGGER's) grosse Anhäufungen von Geröllen, die zum Theil aus Hornsteinen, Brauneisenstein und chloritischen Gesteinen bestehen, die sichersten Kennzeichen, dass dergleichen Lagerstätten sich im Bereiche des Okrah finden."

ihre Entstehung verdanken, dass sie also Contactgesteine und -mineralien darstellen. Da das peridotitische Magma nur aus Magnisiasilikat besteht, die Contactbildungen zum grossen Theil aber thonerde- und kalkreiche Mineralien sind, so nimmt Weinschenk an, dass es überhitzte thonerde- und kalkreiche Lösungen waren, welche als „letzte Bethätigung der vulkanischen Kräfte" durch pneumatolytische Processe aus der Tiefe in die durch Inhalationen von Gasen und Dämpfen bereits mehr oder weniger vollständig in Serpentin umgewandelten Peridotite (Stubachite), sowie in das Nebengestein eindrangen und hier zur Bildung der Chloritmineralien, sowie der Kalkthonerde- und Kalkmagnesiasilikate Anlass gaben.

Die Frage, ob die Bildung der chloritischen Gesteine am Casius in ähnlicher Weise zu erklären ist, glaube ich verneinen zu können, indem ihre Entstehung durch die hydrochemischen Processe, durch welche die Gabbrogesteine serpentinisirt wurden, vollkommen befriedigend erkärt werden kann.

Ob die ähnlichen Gebilde im Amanusgebirge auf eine andere Weise erklärt werden müssen, ob die Annahme Ainsworth's richtig ist, oder ob denselben eine analoge Entstehung wie den Chloritfelsen des Casius zuzuschreiben ist, kann ich nicht entscheiden. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass auch in diesem Theile Nord-Syriens Gabbrogesteine eine Rolle spielen oder gespielt haben. — Ainsworth berichtet auch von Gabbros und Diallagfels, welche im Amanus vorkommen sollen. — Wenn die Serpentine des Amanus wie diejenigen des Casius- und Kurdengebirges ebenfalls aus Gabbrogesteinen hervorgegangen sind, so dürften sich bei den Umwandlungsprocessen, welchen die Gabbros unterworfen waren, ähnliche Gesteine gebildet haben, wie am Casius und es gilt dann auch für sie die gleiche Erklärung.

Ainsworth berichtet über diese Gesteine Folgendes: „Metamorphic Rocks. — This is a subject of considerable difficulty, and upon which the details, from want of prolonged researches, can only be approximative. Serpentines becoming slaty or shistose are generally designated as steashists, to distinguish them from talc shist, which is a more perfect rock (one which preserves its normal characters trrough large tracts intact). The steashist of Amanus and Rhosus become anthracitous, and, on Jebel Kaïserík, contain beds of anthracite and pitschstone, at an elevation of 5000 feet; but the most important change, in a geological point of view, is their passage into argillaceous shists, from the preponderance of silicate of alumina, and into sandstones, which belong to the tertiary period. At such a point of junction, as is well exhibited, for example, in the deep sections of the town

of Beïlán, in the pass of the same name; the most common rock is a slate-clay or argillaceous shist, with veins of calc spar; the next in succession is the same shistose or slaty rock, with disseminated paillettes of mica, and these finally pass into coarse arenaceous, but slaty, sandstones. The slate-clays present two additional varieties: being of a light-greenish colour, where associated with steashist; and still more frequently in the same associations, anthracitous, and varying in colour from blueish-black to indigo-black.

When the same deposits are in contact with diallage rocks, as in the valley west of Casius, the are converted into jasper, thermantides, and porcellanites."

Demnach hat Ainsworth die Ansicht, dass sowohl die Talkschiefer und Thonschiefer im Amanus, als die Jaspis- und Porzellanjaspis-Arten im Casius durch contactmetamorphische Vorgänge entstanden sind. Offenbar will er hier ausdrücken, dass verschiedene Eruptivgesteine auch eine verschiedene Wirkung ausgeübt haben. Es scheint, dass die Primärgesteine der Serpentine thatsächlich das Nebengestein am Contact verändert haben; dafür sprechen entschieden die vermuthlich sehr untergeordneten Anthracitlagen in den Talkschiefern. Die auf diesem Wege entstandenen Bildungen sind aber wahrscheinlich später durch metasomatische Processe z. Th. zerstört worden, z. Th. ist dadurch ihr Charakter als Contactproducte verschleiert worden, so dass sie heute nicht mehr mit Sicherheit als solche erkannt werden können.

Um für diese Verhältnisse eine Erklärung zu geben, muss allerdings vorausgesetzt werden, dass die Serpentine des Amanus aus umgewandelten Gabbrogesteinen bestehen, dass ferner unter den steashist Ainsworth's eine Art dichter Talkschiefer gemeint ist. Die Gabbros haben dann bei ihrem Ausbruch die angrenzenden Kreideschichten (?), welche local Braunkohlen führten, am Contact verändert. Die Braunkohlen wurden dabei in Anthracit verwandelt. Wie das Nebengestein sonst noch verändert wurde, entzieht sich wahrscheinlich heute vollständig der Beurtheilung. Alle übrigen Erscheinungen sind auf hydrochemische Processe zurückzuführen. Die reinen Gabbros gingen bei der späteren Umwandlung, welcher diese Gesteine ausgesetzt waren, zunächst in Uralitgabbro über, die Hornblende verbreitete sich im folgenden Stadium in dem Gestein in Form von Strahlstein und verdrängte an einzelnen Stellen die Bestandtheile des Feldspaths vollständig. Es entstanden Amphibolite. Zu gleicher Zeit wurden die Olivingabbros und die Peridotite serpentinisirt.

Das Magnesiahydrosilikat verdrängte hier ebenfalls die Bestandtheile des Feldspaths, welche z. Th. als Chlorit, z. Th. als

Glimmermineralien, Paragonit und Kalkglimmer, zum Absatz gelangten, soweit sie nicht in Lösung gingen und weiter fortgetragen wurden.

Der Hauptsache nach werden es wohl chloritische Gesteine gewesen sein, welche sich bildeten. Bei der Verwitterung wurden diese letzteren in einen eisenhaltigen Thon übergeführt. Sowohl der Chlorit, als der Strahlstein drangen auch in das Nebengestein ein und verdrängten auch hier einen Theil der Bestandtheile desselben, so dass, nachdem der Strahlstein in einen dichten Talkschiefer umgewandelt war, die Anthracitlagen in dem Talkschiefer eingebettet erscheinen. Dadurch erklärt sich auch der feinvertheilte Anthracit in einem Teil der Talk- und Thonschiefer, indem derselbe nicht verdrängt werden konnte.

Diese Vorgänge scheinen sich in einer Periode abgespielt zu haben, während welcher der Amanus Festland war. Erst in der Neogenzeit drang das Meer wieder vor und bedeckte einen Theil dieser durch Verwitterung entstandenen Gesteine. Dieselben wurden von dem Meere oberflächlich aufgearbeitet, der Thon und wahrscheinlich auch der Talk vermischten sich mit den sandigen Sedimenten des Meeres und zuletzt lagerte sich über diesen Schichten ein reiner Sandstein ab. Die Schieferung der Thone und der Talkschichten ist wohl durch den Gebirgsdruck, welcher die Auffaltung dieses Gebiets bewirkt hat, hervorgerufen worden.

Die an die Serpentine des Amanus angrenzenden Nebengesteine bestanden wahrscheinlich aus cretaceischen(?) Mergeln und Thonen, welche local Braunkohlen führten. Im Casius dagegen bestehen die angrenzenden Sedimentgesteine, wie Blanckenhorn festgestellt hat, aus Kreidekalken, welche dort am Contact mehr oder weniger starke Veränderungen erlitten haben. Diese Umwandlungen des Nebengesteins sind aber hier auf rein metasomatischem Wege vor sich gegangen, soweit das sparsame Material, welches mir vorliegt, diesen Schluss erlaubt.

Ein krystallinisch körniger, unreiner Kalk erwies sich bei mikroskopischer Untersuchung vollkommen frei von sicheren Contactmineralien, trotzdem dass in diesem unreinen Gestein die Möglichkeit zur Bildung solcher Mineralien gegeben war. Dieser krystalline Kalk kann also ebenso gut aus wässeriger Lösung entstanden sein. Ebenso wenig sind die rothbraun gefärbten Kalke durch contactmetamorphische Processe entstanden. Ihre Färbung beruht vielmehr nur auf der Einlagerung von feinvertheiltem Limonit, welcher aus eisenhaltigen Lösungen, die von den Serpentinen aus in die Kalke eindrangen, abgesetzt wurden. Der Eisengehalt dieser Lösungen stammt aus den eisenoxydulsilikathaltigen Mineralien der Gabbros, vorzugsweise aus dem Olivin,

Bei der Umwandlung dieser Mineralien in Serpentin wird das Eisenoxydulsilikat zersetzt und das Eisen wird in Form von Magnetit abgesetzt. Dieser Magnetit wird aber z. Th. wieder gelöst und an andern Stellen im Serpentin selbst wieder abgeschieden, oder die Lösung gelangt in das Nebengestein und dort kann das Eisen, wenn genügend Sauerstoff zur Oxydation der Oxydulsalzlösung zugegen ist, als Limonit eingelagert werden. Dass eine Wanderung des Magnetits stattfindet, erkennt man daran, dass der Serpentin an den Salbändern der Metaxit- und Chrysotiladern durch Anhäufungen von Magnetit meist schwarz gefärbt erscheint.

Die Hornsteine und Jaspisarten (Porzellanjaspis gehört nicht hierher), welche sowohl am Casius als im Kurdengebirge theils im Serpentin selbst auf Nestern öfters mit Talk und Chlorit zusammen, theils im Nebengestein eingelagert auftreten, können verschiedener Entstehung sein. Entweder verdanken sie dem Serpentinisirungsprocess oder aber der Verwitterung der Serpentine ihre Bildung. Der erstere Fall tritt ein, wenn Mineralien zersetzt werden, welche einen höheren Kieselsäuregehalt haben, als die Neubildungen, wie z. B. der Feldspath. Bei der Verwitterung der Serpentine dagegen wird das fertige Magnesiahydrosilikat durch Kohlensäure zersetzt; es bildet sich Magnesit und freie Kieselsäure.

Die Hornsteine und Jaspisarten aus der Gegend von Barosklin am Sabûn Sû, einem Nebenfluss des Nahr Afrin, von welchen mir ein reichliches Material vorliegt, sind sicher zum grossen Theil erst durch die spätere Zersetzung des Serpentins entstanden. Nur bei einem Halbopal, welchen Blanckenhorn in nächster Nähe von Serpentinen auf der Hochebene Kaewär, westlich von Sendschirli fand, glaube ich, dass derselbe ein directes Product der Serpentinbildung ist, und dass dort auch die Uebergänge, welche Schrauf als Siliciophite bezeichnet, nachzuweisen sind. Dieser grünlichweisse Halbopal ist stellenweise milchweiss gefleckt. Diese weissen Flecken besitzen z. Th. noch den Opalglanz, z. Th. aber sind sie matt oder bestehen sie aus einer pulverigen Masse, welche sich bei der chemischen Untersuchung als reine pulverige Kieselsäure erweist.

Eine Analyse, zu welcher nur die grünlichweissen Partien verwendet wurden, ergab folgende Zusammensetzung dieses Minerals.

Glühverlust .	3,07	pCt.
Kieselsäure . .	95,13	„
Magnesia . . .	0,68	„
Eisenoxydul .	0,73	„
Summa	99,61	pCt.

Demnach enthält dieser Halbopal noch geringe Spuren von Serpentin, wie auch durch die mikroskopische Untersuchung nachgewiesen werden kann. Das Eisenoxydul ist als Carbonat in feinvertheilter Form beigemengt. (Die Kohlensäure giebt sich auch durch das Aufbrausen beim Uebergiessen des Pulvers mit kalter Salzsäure leicht zu erkennen.) Durch weitere Einwirkung von kohlensäurehaltigem Wasser werden der Serpentin und das Ferrocarbonat ausgelaugt, der Opal wird entfärbt und geht zuletzt in die reine pulverige Kieselsäure über.

Noch klarer sind die Verhältnisse bei Barosklin. Das von dort stammende Material besteht aus den Hornsteinen und Jaspisarten, sowie einer kleinen Reihe von Serpentinen, an welchen die Umwandlung deutlich zu sehen ist. Ein röthliches, sehr hartes Gestein erweist sich bei chemischer und mikroskopischer Untersuchung als ein vollkommen verkieselter Serpentin mit einem Kieselsäuregehalte von 73 pCt. Man bekommt den Eindruck, als bestände das Gestein nur aus Serpentinbruchstücken, welche durch ein Aggregat kleiner Quarzindividuen unter sich verfestigt sind. — Der Serpentin zeigt typische Maschenstructur. — Die Beschreibung, welche Foullon (19, p. 149) von seinen Serpentinsandsteinen von Rhodus giebt, passt vollkommen auf dieses Gestein, so dass dieses letztere ebenfalls als Serpentinsandstein angesehen werden muss. Die übrigen Serpentine sind Metaxite, welche bereits eine Umwandlung in Magnesit erkennen lassen.

Der Serpentin kann sich also bei Einwirkung von kohlensauren Quellen in Magnesit und Kieselsäure umwandeln. Dieser Process gab dann Anlass zur Bildung der erwähnten Serpentinsandsteine und im weiteren der Lager von Hornsteinen und Jaspis in dem Serpentin von Barosklin, welche Blanckenhorn von dort anführt. Ob freilich die Quarzite, welche in den eocänen Mergelhorizonten in der Nähe der Serpentine von Barosklin eingelagert sind, hierher gehören, kann hier nicht entschieden werden.

3. Durch mechanische Umlagerung entstandene Neubildungen.

Eine weitere Art von Gesteinen, die Serpentinbreccien und -conglomerate, welche im Kurdengebirge in grosser Verbreitung über den Serpentinen auftreten, reiht sich den durch hydrochemische Processe entstandenen Mineralgemengen an. Sowohl die Breccien als die Conglomerate sind durch ein kalkiges Cäment, welches stellenweise mikrokrystallin ist, verkittet. Die Serpentinbruchstücke der Breccien erreichen höchstens Haselnussgrösse (wenigstens in den mir vorliegenden Probestücken), meist sind sie so klein, dass sie nur bei genauer Betrachtung mit unbewaffnetem

Auge erkannt werden können. Im ersten Augenblicke machen diese Fragmente den Eindruck von serpentinisirter vulkanischer Asche. Bei eingehender Untersuchung zeigt sich aber, dass dies nicht der Fall sein kann, dass vielmehr diese Serpentinbruchstücke als solche mit diesem Kalke zugleich abgelagert wurden. Einzelne der grösseren Fragmente sind nämlich von Chrysotil- und Metaxitadern durchzogen, und die Adern setzen gegen den umgebenden Kalk scharf ab. Auf den ersten Blick sieht man, dass sie schon bestanden haben, ehe diese Fragmente in dem Kalk abgesetzt wurden. Dasselbe konnte ich auch in den Rollstücken beobachten. In einem Theile dieser Breccien sind z. Th. noch gut erhaltene Reste von Foraminiferen *(Textularia, Operculina* und *Orbitoides)* vorhanden.

In einzelnen Serpentin-Fragmenten hat sich Limonit eingelagert, und zwar scheint dieser Limonit im Stande zu sein, das Magnesiahydrosilicat vollständig zu verdrängen. In einem Dünnschliff eines Serpentin - Rollstückes, welches schon durch seine braunrothe Farbe auffiel, ist der Serpentin fast vollständig verschwunden; an seine Stelle sind grösstentheils Limonit und etwas Calcit getreten. Die ursprüngliche Maschenstructur dieses Serpentins ist noch deutlich erkennbar, indem die Balken meist aus Limonit bestehen, während die Felder oft vom Calcit eingenommen sind, oder es sind noch Reste von Serpentin vorhanden, welche aber bereits durch Limonit getrübt sind.

Die Ophicalcite Ainsworth's und Russegger's, welche nach diesen beiden Forschern die Serpentine Nord-Syriens stellenweise begleiten, sind offenbar nichts anderes als derartige Serpentinbreccien.

Aehnliche Gesteine, wie diese beschriebenen Neubildungen, begleiten auch die Serpentine von Monte ferrato (Prato). Capacci (14, Sep.-Abdr., p. 31) berichtet von einer Reihe von Gesteinen (Jaspisarten, Schieferthonen und tertiären Kalken), welche an die Serpentine angrenzen. Zwar führt er diese Gebilde als Roccie di contatto an, meint aber damit nicht, dass dieselben durch Contactmetamorphose im gewöhnlichen Sinne entstanden seien, sondern führt sie, ohne ein entgültiges Urtheil abzugeben, auf spätere hydrochemische Processe zurück.

V. Eruptivgesteine,

welche mit den Gabbros und den Serpentinen in keiner Beziehung stehen.

Anhangsweise möge hier noch eine kleine Serie von Gesteinen erwähnt werden, welche, streng genommen, nicht zu den beschriebenen Gabbros und Serpentinen gehören. Es sind dies

hauptsächlich Diabase, welche im Bereiche des Casius vorkommen. Wenn auch in anderen Serpentin- und Gabbrobezirken, z. B. in Italien ein Uebergang zwischen den Gabbros und den Diabasen stattfindet, so glaube ich, diese letzteren in dem nordsyrischen Bezirke ebenso von den Gabbros streng scheiden zu müssen, wie das BERGEAT (3, Sep.-Abdr., p. 24) bei seinen cyprischen Vorkommen gethan hat.

Die syrischen Diabase sind sehr feinkörnige Gesteine, welche, soweit ich nach den mir vorliegenden Gesteinsproben urtheilen kann, von wesentlich aciderem Charakter sind, als die Gabbros. Ueber ihre Lagerung ist mir leider nichts Näheres bekannt. Demnach sind genaue Altersangaben bezüglich der Eruptionen dieser Diabase nicht zu machen. Ich muss mich deshalb darauf beschränken, eine kurze Beschreibung dieser Gesteine zu geben.

Ein hellgraues, feinkörniges Gestein aus dem Thal des Nahr Fauwar, einem kleinen linken Nebenfluss des Orontes, welcher wenige Kilometer unterhalb Antiochia mündet, erwies sich bei mikroskopischer Untersuchung als ein typischer Diabas, dessen Bestandtheile bereits eine Umwandlung in viriditische Substanz und Epidot erkennen lassen. Der Feldspath zeigt, soweit er noch erhalten, leistenförmige Ausbildung. Seiner Auslöschungsschiefe nach, welche etwa 16° auf M beträgt, ist es ein Labrador, welcher bereits den Andesinen nahe kommt. Bemerkenswerth ist das Auftreten von grobkörnigen, magmatischen Ausscheidungen in diesem Gestein, welche der Hauptsache nach aus Augit und etwas Plagioklas bestehen. Ein ähnliches Gestein, welches aus der Umgegend von Kesab am Dschebel ʿAkrah stammt, ist ein Uralitdiabas, welcher sich nur in der Art der Zersetzung seiner Bestandtheile von den anderen unterscheidet. Ein bräunlicher Diabas, welcher bei Lādkīje an der neuen Strasse nach Aleppo, etwa 15 Min. von der Stadt entfernt anstehend geschlagen wurde, zeigt reichliche Epidotbildung, dementsprechend sind auch die Gesteinscomponenten nicht mehr besonders frisch. In diesem Gestein finden sich kleine rundliche Partien von weisslicher Farbe, welche aus Calcit und Zeolithen bestehen.

Gemeinsam ist allen diesen Diabasen ophitische Structur, der Feldspath ist stets leistenförmig entwickelt und zeigt meist einfache Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz Seiner Auslöschungsschiefe von 16° auf M nach ist es ein Labrador. Der Augit ist bei allen diesen Gesteinen nur sehr schlecht erhalten. Es scheint, dass diese Diabase in Nord-Syrien nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Im Anschluss an diese Diabase möchte ich hier noch ein interessantes Gestein erwähnen, welches zwar aus dem Gabbro-

bezirk stammt, aber seiner petrographischen Beschaffenheit nach zu den Basalten zu rechnen ist. Es ist ein dunkelbrauner dichter Magmabasalt von Restin östlich von Lādkīje. Dieses Gestein besteht aus einem prismatisch entwickelten Augit, einer bereits entglasten Basis, Hornblende und Olivin, welcher mehr oder weniger vollständig in Chlorit umgewandelt ist. Der Olivin zeigt automorphe Ausbildung, ist aber seiner Grösse nach nicht als Einsprengling zu betrachten. Nur vereinzelte Augite erreichen grössere Dimensionen, doch sind dieselben zu selten, um dem Gestein eine mikroporphyrische Structur zu ertheilen. Die entglaste Basis ist zwischen die leistenförmig ausgebildeten, farblosen Augite und die Hornblendeleistchen eingeklemmt, wodurch die typische Zwischenklemmungsstructur entsteht. Auch von diesem Magmabasalt kann ich keine Angaben über Alter und Lagerungsverhältnisse machen.

Anhang.

Dieser Arbeit füge ich noch eine Notiz über die Ergebnisse einiger Schmelzversuche an, welche ich im Anschluss an meine Untersuchungen mit den Serpentinen ausgeführt habe. Die Versuche Daubrées, welcher durch Schmelzen von Serpentin die wasserfreien Silikate Olivin und Enstatit regenerirte, veranlassten mich, auch mit den nordsyrischen Serpentinen derartige Versuche anzustellen, hauptsächlich um zu sehen, ob diese zum Theil chemisch verschieden zusammengesetzten Serpentine auch verschiedenartige Schmelzproducte liefern.

Daubrée (17, p. 661) zeigte, dass der Serpentin beim Erhitzen bis zum Schmelzen sein Constitutionswasser abgiebt und sich wasserfreie Magnesiasilikate in Form von Olivin und Enstatit bilden nach der Formel:

$$H^4Mg^3Si^2O^9 = 2H^2O + Mg^2SiO^4 + MgSiO^3$$

Clarke und Schneider (15, p. 398) haben durch spätere Versuche die Ergebnisse Daubrées bestätigt.

Wenn auch die von mir ausgeführten Schmelzversuche im Wesentlichen zu demselben Resultat, nämlich zu dem, dass eine Regeneration stattfindet, geführt haben, so glaube ich doch, dass dieselben insofern Erwähnung verdienen, als sich in Bezug auf die Natur der neugebildeten Mineralien ein etwas abweichendes Resultat ergeben hat, was wohl einerseits durch das unreine Material, andererseits durch die verschiedenen Methoden der Schmelzung bewirkt wurde.

Die ersten Versuche, welche ich im physikalischen Institut der Universität Erlangen nur mit kleinen Splittern der betreffenden

Serpentine mit dem Knallgasgebläse ausführte, ergaben bereits das Resultat, dass trotz des raschen Erkaltens der Schmelzmasse ein krystallinisches Product entstand, welchem allerdings noch Glasbasis beigemengt ist. Dünnschliffe dieser Schmelzproducte lassen ein Aggregat von Leistchen eines rhombisch orientirten Minerals erkennen, zwischen welche eine braune Glasbasis eingeklemmt erscheint. In dem braunen Glas sind vielfach Magnetitkörnchen eingelagert, in Folge deren das Glas stellenweise noch dunkler gefärbt ist. Es scheint, dass das meiste Eisen, welches in dem Serpentin enthalten war, in der Glasbasis aufgenommen wurde und zwar z. Th. als Magnetit, z. Th. als Eisensilikat.

Da die mineralogische Natur der rhombischen Leistchen wegen ihrer Kleinheit nicht mit Bestimmtheit erkannt werden konnte, so versuchte ich durch grössere Versuche ein aus grösseren Einzelindividuen bestehendes Schmelzproduct zu erhalten. Die Versuche, welche ich im chemisch-technischen Laboratorium der technischen Hochschule in Stuttgart mit dem electrischen Bogenofen machte, hatten den gewünschten Erfolg. Die auf diese Weise erhaltenen Schmelzproducte bestehen aus einem Aggregat von Enstatit-Individuen, welche in Folge der gleichzeitigen Erstarrung xenomorphe Ausbildung besitzen.

Im Dünnschliff zeigen diese unregelmässig umgrenzten Einzelindividuen eine Absonderung nach zwei verschiedenen Richtungen, welche nahezu senkrecht zu einander stehen. Diese Eigenthümlichkeit spricht entschieden für einen Enstatit, in welchem die Absonderung nach $\infty \bar{P} \infty$ und $\infty \breve{P} \infty$ deutlich entwickelt ist. Olivin ist nicht zu beobachten; das entstandene Silikat hat eine für Olivin viel zu schwache Doppelbrechung.

Es ist auffallend, dass trotz der im electrischen Bogenofen gegebenen Möglichkeit der Reduction nicht der basischere Olivin sich gebildet hat, sondern Enstatit.

Durch die Behandlung des gepulverten Schmelzproductes mit Salzsäure wurde die Bildung von Carbiden nachgewiesen, indem sich bei dieser Operation ein deutlicher Harzgeruch bemerkbar machte, ein Beweis, dass sich Kohlenwasserstoffe entwickelten. Offenbar hat sich bei der Schmelzung Magnesiumcarbid nebenher gebildet. Die Thonerde, welche in diesen Serpentinen enthalten war, scheint in der Glasbasis enthalten zu sein.

Resultate.

Fassen wir am Schlusse dieser Arbeit die erhaltenen Resultate zusammen, so ergeben sich folgende Punkte.

1. Die Serpentine Nord-Syriens sind aus Gabbros und den diese letzteren begleitenden Peridotiten hervorgegangen, und zwar

nicht nur aus Peridotiten und Olivingabbros, sondern auch aus olivinfreien Gabbrogesteinen, welche sämmlich mit einander auf's Innigste verknüpft waren, indem sie Faciesbildungen der Eruptionsproducte eines Vulcanherdes darstellen.

2. Die Serpentinisirung nimmt stets ihren Anfang bei den olivinhaltigen Gesteinen.

3. Die Umwandlung der Gabbros in Serpentin wird durch die Verdrängung der Bestandtheile des Feldspaths durch das Magnesiahydrosilikat ermöglicht.

4. Olivinfreie Gabbros wandeln sich nur dann in Serpentin um, wenn Magnesiasilikatlösungen in das Gestein von aussen, d. h. von benachbarten serpentinisirten Olivingesteinen, eindringen können.

5. Der Feldspath geht bei diesem Processe erst in eine pseudophitartige Substanz über, welche sich allmählich durch Verdrängung der chloritischen Mineralien in reinen Serpentin umwandelt.

4. Paläontologische Miscellaneen.

Von Herrn PAUL OPPENHEIM in Charlottenburg bei Berlin.

Hierzu Tafel II u. III.

I.

1. Ueber *Tournouerella Requieni* MATHERON sp., eine nicht-marine Schnecke aus der provençalischen Kreide.

In einer fragmentarisch gebliebenen, heute recht selten gewordenen Publication [1]) hat MUNIER-CHALMAS im Jahre 1870 unter dem Namen *Tournoueria Matheroni* n. g. n. sp. eine Gastropoden-Art beschrieben, welche nach mancher Richtung ein berechtigtes Interesse erweckt. Es handelte sich um eine gedrungene, Neritinen-ähnliche Form, welche zudem die dieser Schneckenfamilie eigenthümliche Columellarplatte, mit sechs wohlentwickelten Zähnen versehen, erkennen liess, andererseits in der Art ihres Aufbaues, der Abplattung des letzten Umganges und seinem Absinken kurz vor der Mündung doch so viele, an Auriculaceen gemahnende Züge zeigte, dass MUNIER-CHALMAS kein Bedenken trug, sie dieser letzteren Familie anzugliedern. Da die Veröffentlichung des Pariser Gelehrten in Folge von mancherlei Verhältnissen sich fünfzehn Jahre hinauszog, so wurde inzwischen noch 1870 von BRUSINA der Name *Tournoueria* anderweitig und zwar für eine Hydrobiiden-Gattung verwendet und so eine Neubenennung des Genus *Tournoueria* MUN.-CH. nothwendig; KILIAN brachte 1887 im Neuen Jahrbuche, I, p. 347 dafür den Namen *Tournouerella* in Vorschlag. Ich habe mich vor Kurzem in meinen „Beiträgen zur Binnenfauna der provençalischen Kreide“ [2]) über diese Dinge ausführlicher verbreitet und verweise deshalb hier kurz auf p. 343 dieser Monographie. Mir schien damals der Neriten-Typus der von MUNIER beschriebenen Art so hervortretend, dass ich keinen Grund

[1]) Miscellanées paléontologiques. Annales de Malacologie, I, 1870—85, p. 323 ff.

[2]) Palaeontographica, XLII, 1895, p. 309 ff.

sah, die cretacische Form von dieser Familie auszuschliessen. — Zwei Fossilien, welche ich im Jahre 1896 erhielt, haben mich in dieser meiner Anschauung schwankend gemacht und geben mir Veranlassung zu den folgenden Zeilen. Das erste ist ein Exemplar der sehr seltenen *Tournouerella Matheroni* MUN.-CH., welches ich der Güte des Herrn EDMOND PELLAT verdanke; es stammt aus Les Baux in den Alpines unweit Tarascon und findet sich dort in einem röthlichen oder weisslichen Kalke, welcher nach Lagerung und Fossilien durchaus dem Kalke von Rognac entspricht; das Niveau des Fossils ist also das gleiche wie bei der einst von MUNIER beschriebenen Form. Das in meinem Besitz befindliche Exemplar ist nicht so gut erhalten wie die Type MUNIER's, doch zeigt es die charakteristischen Züge der letzteren: die sehr gedrungene, bauchige Form, das so eigenartige, plötzliche Herabsinken des letzten Umganges vor der Mündung, die Columellarplatte, welche noch Spuren der Zähne aufweist, die bei der Präparation allerdings grösstentheils verschwunden sind — kurz an der Identität des mir vorliegenden Stückes mit *T. Matheroni* MUN.-CH. kann kein Zweifel bestehen. An der Stelle, wo die Columella an der Mündung einsetzt, glaube ich auf ihr Rudimente von Falten zu erkennen, welche MUNIER übrigens nicht angiebt, welche aber bei einer weiteren, der Gattung anzuschliessenden Art ebenfalls wiederkehren. In meiner oben citirten Monographie reiht sich an *Tournouerella Matheroni* MUN.-CH. unmittelbar die Beschreibung einer Form an, welche schon seit 1832 bekannt ist und ein Leitfossil für die tieferen Horizonte der cretacischen Süsswasserbildungen in der Provence darstellt, von welcher aber bisher niemals vollständige, mit Schale und Mundöffnung versehene Exemplare beschrieben wurden, und welche ich daher als *Auricula (?) Requieni* MATHERON aufgeführt habe, unter ausdrücklicher Betonung, dass „die generische Stellung der Type noch nicht sicher entschieden sei und, so lange nicht gut beschalte Exemplare mit Mündungsfalten gefunden sein werden, immer strittig bleibe“ (l. c., p. 344). Der Zufall wollte nun, dass ich, als ich im Frühjahr 1896 in der Provence weilte, in Orgon beim Durchmustern der Vorräthe des M. PROVENSAL, eines bekannten Localsammlers, der so lange vermissten Type ansichtig wurde, und dass es mir gelang, sie für meine Sammlung zu er-

Textfigur 1.



werben. Es ist dies ein vollständiges, beschaltes Stück mit Spitze und Mündung, dessen kurze 4 Anfangswindungen zitzenförmig hervorragen, während die 5. und 6. sie mantelförmig einhüllen; die Embryonalblase ist nicht recht deutlich. Auf der dicken Schale sind nur dicht gedrängte, zarte Anwachsstreifen vorhanden, die Nähte liegen ganz oberflächlich, das charakteristische Abwärtssinken des letzten Umganges ist deutlich zu erkennen, ebenso seine starke Abplattung auf der Bauchseite der Schale. Die Mündung nun ist ohrförmig und wird nach aussen von einem äusserst dicken, 4 mm breiten, deutlich abgesetzten Mundsaum abgegrenzt, welcher an *Hybocystis* erinnert. Sie liegt fast parallel zur Axe; die Columellarplatte ist vorhanden und trägt eine Reihe von Zähnen, wie bei *T. Matheroni*; leider haben auch hier diese durch die Präparation gelitten, so dass sich wohl ihre Anwesenheit constatiren, über die genaue Zahl und Anordnung indessen nichts Sicheres aussagen lässt. Allem Anscheine nach ist eine grössere Anzahl dieser Gebilde vorhanden als bei der von Munier geschilderten Form; sechs sind indessen mit aller Sicherheit zu erkennen. Die verbreiterte Columella trägt an ihrer Insertionsstelle zwei Falten. Das hier beschriebene Unicum misst 21 : 11 mm und stammt aus Orgon, wo die Art, wie ich mich vergewisserte, an der Basis der lacustrinen Sedimente in Gesellschaft von *Anadromus proboscideus* Math. auftritt.

Es kann nun, glaube ich, keinem Zweifel unterliegen, dass diese *Auricula (?) Requieni* Math. nach den an ihrer Mündung zu erkennenden Verhältnissen in die Gattung *Tournouerella*, so wie sie Munier-Chalmas resp. Kilian begrenzt haben, fallen muss und daher fürderhin als *Tournouerella Requieni* Matheron sp. zu bezeichnen ist. Die Neritinen-Aehnlichkeit ist allerdings bei dieser gestreckteren Form eine sehr zurücktretende, dafür erinnert hier der ganze Aufbau ungemein an Auriculaceen, besonders an *Scarabus*-Arten, z. B. an *Sc. maurulus* Gass. aus Neu-Caledonien. Trotzdem steht die cretacische Art in der Form ihrer Columellarplatte und der auf dieser eingefügten Zähne auch diesen lebenden Formen recht fremdartig gegenüber, und ich kenne unter recenten Glossophoren Nichts, was mit dieser eigenartigen Mischung von Charakteren den Vergleich aushielte. Vorläufig liegt also hier wieder ein Glied in der Kette der Organismen vor, dessen Verbindungen nach beiden Seiten hin noch gänzlich vage und unbestimmte sind, aber auch ein Beweis mehr dafür, wie weit sich diese continentale Fauna der provençalischen Kreide von der jetzt auf ihren Gräbern lebenden entfernt, diese Vergesellschaftung von Organismen, welche man noch vor nicht allzu langer Zeit als miocän ansah, bis die scharfsin-

nigen stratigraphischen Untersuchungen des Nestor der französischen Geologie, uns einen Einblick in die wirklichen Verhältnisse gewährten! —

2. Ueber einen neuen Echiniden vom Doberge bei Bünde.

Echinolampas Eberti n. sp.
Taf. II, Fig. 2a, b.

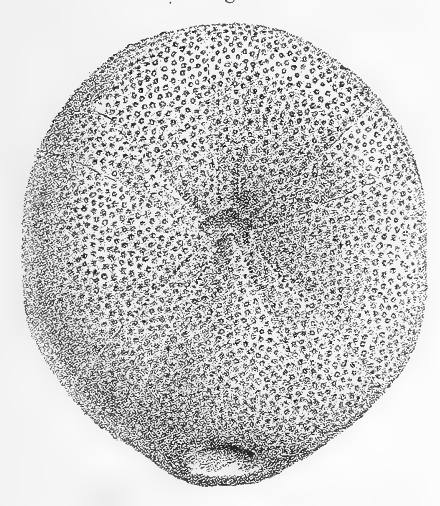
Höhe vorn 12, hinten 22 mm.
Länge der Basis 62, Breite 54 mm.

Die Gestalt dieses *Echinolampas* ist flach, kuchenförmig; die höchste Spitze im Profil liegt im hinteren Interambulacrum unmittelbar hinter dem Beginn der beiden Petalodien; von dort senkt sich die Fläche langsam und ganz allmählich nach vorn, ziemlich jäh nach hinten. Der Umriss ist fast ausgesprochen sechseckig, hinten in eine stumpfe, schwanzähnliche Verlängerung ausgezogen, auf welcher das Periproct liegt; die Flanken sind beinahe geradlinig. Der Apex liegt etwas excentrisch nach vorn, die Interambulacren bilden in seiner Umgebung eine deutlich erhabene, sternförmige Figur. Das Petalodium des vorderen unpaaren Ambulacrum ist ebenso lang wie die vorderen paarigen, während die hinteren etwas länger werden. Sämmtliche Ambulacra setzen in sehr deutlichen, divergirenden Furchen zum Munde fort, wo sie in drei Porenreihen endigen.

Die fast geradlinigen Fühlergänge des vorderen unpaaren Ambulacrum sind annähernd gleich, der rechte enthält nur zwei Porenpaare mehr als der linke; sie endigen in etwa der Hälfte der Entfernung, die den Apex vom Rande trennt. Die Interporiferenzone ist nur so breit wie jeder der Fühlergänge, welche 20 bis 22 Paare von durch deutliche Furchen verbundenen Poren und 10—11 unverbundene Durchbohrungen, in zwei Reihen jederseits in der Nähe des Apex, erkennen lassen. An den vorderen paarigen Ambulacren ist der äussere Gang länger als der innere und enthält etwa 10 Porenpaare mehr als dieser, er ist auch etwas mehr geschwungen; die Interporiferenzone ist doppelt so breit als jeder Fühlergang. An den hinteren Ambulacren sind beide Porenreihen gleich, enthalten ca. 30 gejochte Porenpaare und je 2 × 7 unverbundene Poren in der Nähe des Scheitels und sind hinten beinahe vollständig geschlossen.

Das Scheitelschild ist nicht glänzend erhalten. Man erkennt die verhältnissmässig schwache Madreporenplatte, kann aber die genaue Stellung der Genitalporen nicht ermitteln, da ausser diesen noch drei weitere Durchlöcherungen zu constatiren sind. An-

Textfigur 2.



scheinend bilden sie ein Trapez, dessen untere Seite länger ist als die obere.

Das Peristom liegt unmittelbar unter dem Scheitel subexcentrisch auf der schwach concaven Unterseite, welche schüsselförmig zu ihm abfällt. Die fünfeckige Floscelle ist sehr deutlich ausgebildet, das Peristom selbst in die Länge gezogen. Das Periproct liegt dicht am Rande, es ist etwas schief, da die linke Seite ein wenig, fast unbemerkbar breiter ist als die rechte, und verhältnissmässig sehr geräumig.

Die ganze Schale trägt sehr feine, durchbohrte, mit Höfchen versehene, vertieft liegende Warzen, deren Zwischenräume breiter sind. Diese Warzen sind gröber als bei *E. Kleinii* Goldf. und liegen auch mehr in der Schale verborgen, da die Zwischenräume hier stärker hervortreten als bei der gewöhnlichen Art. Auf der Unterseite sind sie hier wie dort sparsamer gestellt.

Unter den *Echinolampas*-Arten des norddeutschen Ober-Oligocän, wie sie die Monographie von Th. Ebert [1]) schildert, ist keine, mit welcher ich das vorliegende Unicum, welches ich selbst am Doberge gesammelt habe, zu vereinigen wagen möchte. Für eine stärkere Compression des Stückes, an welche ich selbst

---

[1]) Die Echiniden des nord- und mitteldeutschen Oligocäns. Abhandl. geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten, IX, 1889.

des Wiederholten gedacht habe, liegen keinerlei Anzeichen vor. Kleine Verschiebungen und Verdrückungen sind an ganz beschränkten Theilen wohl vorhanden, im Grossen und Ganzen liegt aber Alles so symmetrisch und fehlt so jede Spur eines mit Verwerfung verbundenen Risses, dass ich diese Annahme vollständig von der Hand weisen muss. Wenn man also das vorliegende Stück als normal ausgebildet und erhalten ansieht, so unterscheidet es sich von *E. Kleinii* Goldf. und *E. Hauchecornei* Ebert bei sehr ähnlicher Unterseite und analogem Umrisse durch seine niedrige, platte Form, mehr (besonders hinten) geschlossenere Ambulacra, welche auch im Verlaufe und im Verhältnisse zwischen Interporiferenzone und Fühlergängen abweichen, wie durch die Sculptur, deren Verschiedenheit in die Augen springt, sobald man die Typen nebeneinander betrachtet. *E. planulatus* Ebert (t. 3 l. c.) steht am nächsten, unterscheidet sich aber schon durch sein Profil, da bei ihm die grösste Höhe mit dem Scheitel zusammenfällt, bei unserer Form aber in der Nähe des Hinterrandes liegt, aber auch im Verhalten der bei *E. planulatus* z. B. viel breiteren, nicht geschlossenen Ambulacra sind die weitgehendsten Differenzen vorhanden.. Da mir auch von anderen Fundpunkten keine übereinstimmenden Arten bekannt wurden, muss ich die Type für neu halten.

Doberg bei Bünde, oberoligocän. 1 Ex. Meine Sammlung.

3. Ueber einige Echiniden des venetianischen und südtiroler Tertiärs.

Brissopatagus Damesi n. sp.
Taf. III. Fig. 2a—d.

Länge 41, Breite 41, Höhe 27 mm.

Ein Seeigel von herzförmiger Gestalt, hinten abgestutzt, jäh nach abwärts fallend, vorn durch die Furche des unpaaren Ambulacrum deutlich eingebuchtet, an den Seiten plump hervorquellend. Das Profil sinkt regelmässig von hinten nach vorn herab, der höchste Punkt befindet sich in der Nähe des Periproct, etwa in der Mitte der Entfernung zwischen diesem und dem Scheitel. Dieser, weit nach vorn gerückt, liegt auf dem ersten Drittel der Gesammtlänge; von ihm verläuft nach vorn eine schwache Rinne, welche zuerst kaum angedeutet ist, aber in der Nähe der Peripherie sich stärker vertieft und dann deutlich ausgesprochen bis zum Peristom verläuft. Die Poren dieses vorderen Ambulacrum sind verkümmert, und kaum in ca. 3 Durchbohrungen jederseits in der unmittelbaren Nachbarschaft des Apex angedeutet. Die anderen, paarigen Petalodien liegen in flachen Einsenkungen der Schale;

die vorderen bilden den sehr stumpfen Winkel von wenigstens 150 Grad. so dass sie fast wie in einer Horizontalen, das eine in der Verlängerung des anderen, liegen; jedes trägt jederseits 20 Paare von einfach spaltförmigen, nicht gejochten Poren, welche durch verhältnissmässig breite Zwischenleisten getrennt sind. Die Interporiferenzone ist schmäler als jede Porenzone. Diese vorderen Ambulacralfelder sind in der Nähe des Apex etwas nach vorn gebogen; sie sind kurz und setzen scharf von dem übrigen Theile der Schale ab. Die hinteren Petalodien sind etwas länger als die vorderen und liegen etwas flacher; sie werden durch einen keilförmigen, glatten Theil des Interambulacrum getrennt; sie bilden einen Winkel von gegen 74^{0} und sind in ihrem Verlaufe leicht gekrümmt; man zählt jederseits 23 Porenpaare; sonst sind die Verhältnisse des hinteren Ambulacrum die gleichen wie auf der Vorderseite. Die Zonen zwischen je einem vorderen und hinteren Ambulacrum bilden gleichseitige Dreiecke, deren Basis nicht ganz parallel liegt zur Medianebene der Schale; sie tragen neben schwächeren auch stärkere, behöfte Stachelwarzen, deren anscheinend sehr unregelmässige Vertheilung und Zahl sich an meinen Stücken nicht feststellen lässt; jedenfalls sind mindestens 7 auf jeder Seite vorhanden, welche sich in die Nähe des Scheitelschildes drängen. Auch auf den Kämmen, welche den Anfang der unpaaren Ambulacralrinne begrenzen, scheinen einige stärkere Warzen zu sitzen. Am Scheitelschild sind 4 verhältnissmässig grosse Genitalporen vorhanden, von denen die rechte hintere durch die mächtig entwickelte Madreporenplatte abgedrängt ist, so dass dieses Genitalporen-Viereck also ein Trapez bildet mit der längeren Seite als Basis; der Apparat ist also ethmolysisch gebaut. Das Periproct, bis zu welchem sich die vordere Ambulacralfurche verlängert, liegt am vorderen Ende der Unterseite; die Mundstrassen sind breit, die Lippe ist geschweift und springt nach aussen vor. Das glattere Plastron ist in der Mitte sanft gekielt, an seinem Hinterende sitzen gedrängt griesartige Körnchen. Das sehr grosse, langgestreckte Periproct liegt auf dem abschüssigen Hinterende in der Nähe der Oberseite. Die ganze Schale ist mit feineren Wärzchen bedeckt, welche an beiden Seiten der Basis stärker hervortreten. Es scheinen Peripetal- und Lateralfasciolen vorhanden zu sein, die indess nicht mit genügender Sicherheit zu constatiren sind.

Diese interessante Art fand ich im Frühjahr 1897 in zwei Exemplaren nördlich von S. Floriano im Valpolicella. Sie liegt nahe der Basis der Nummuliten-Formation in den Schichten. welche neben *Nummulites complanatus, N. gizehensis, N. laevigatus, Ranina Marestiana* neben vielen anderen Echiniden be-

sonders der sehr charakteristischen *Linthia pulcinella* n. sp. auch die prächtige *Micropsis veronensis* Bittn. geliefert haben. Für mich gehört dieser Complex an die Basis des Mittel-Eocän.

Was die specifische Stellung dieses Echiniden anlangt, so steht fest, dass die Form bisher aus dem Venetianischen Tertiär nicht bekannt ist. Weder Laube, noch Dames, noch Bittner erwähnen etwas Aehnliches, d. h. eine Form, welche nähere als generische Berührungspunkte darböte. Auch aus der übrigen Literatur ist mir Nichts in der Erinnerung, womit die vorliegende Type specifisch identificirt werden könnte. Generisch gäben unter den Spatangiden eine Anknüpfung die Gattungen *Pericosmus* Ag., *Prenaster* Ag. und *Brissopatagus* Cott. Der erstere Formenkreis, welcher mancherlei Beziehungen gewährt in der Gestalt, der Lage des Scheitels und des Periproct wie in den Verhältnissen der Fasciolen, hat gejochte Poren und nur kleine Warzen; er dürfte also trotz aller Aehnlichkeiten doch bei der Frage auszuscheiden haben. *Prenaster* Ag. ist in der Gestalt ähnlich, hat aber ein verkümmertes vorderes Ambulacrum und in Folge dessen keinen Ausschnitt am Vorderrande. *Brissopatagus* Cott. dagegen besitzt in fast allen Punkten die gleichen Verhältnisse; abweichend wäre hier nur, dass keine eigentlichen Depressionen für die Ambulacren entwickelt sind, in welchen diese so eingeschaltet sind, dass sie wie bei der typischen Form noch von einer Vertiefung tn der Schalenoberfläche umgeben werden. *B. Caumonti* Cott.[1]) von der Gourèpe („Rocher du Goulet“ bei Biarritz), also aus typischen Priabonaschichten nach meiner auf Autopsie sich stützenden Auffassung, besitzt eine ganze Reihe von Berührungspunkten, auch in der Gestalt des Genitalapparates, soweit man nach der von Cotteau gegebenen Figur urtheilen kann; denn im Texte wird merkwürdiger Weise betont, dass dieser Apparat noch unbekannt sei. Vor Allem stimmt auch die Gestalt der ungejochten Ambulacralporen überein. Cotteau gab für seine Art ursprünglich keine stärkeren Stachelwarzen in den Interambulacren an, später aber hat er[2]) das Vorhandensein dieser Gebilde constatirt. Die Art des venetianischen Tertiärs, welche diese in noch stärkerem Maasse besitzt und von Dames[3]) der Gattung *Brissopatagus* zugezählt wurde, *B. Beyrichi* Dames scheint dagegen gejochte Poren zu besitzen, soweit man dies nach der Figur schliessen kann, und ist daher wohl eher zu

---

[1]) Echinides fossiles des Pyrénés, 1863, p. 144, t. 8, f. 3—7.

[2]) Pal. franc. Echinides tertiaires, I, p. 136, t. 30.

[3]) Die Echiniden der vicentinischen und veronesischen Tertiärablagerungen. Palaeontographica, XXV, 1877, cf. p. 82, t. 11, f. 2.

Euspatangus zu stellen. Uebrigens hat A. Böhm[1]) bereits auf diese Verhältuisse hingewiesen in einem Aufsatze, in welchem er eine weitere Art von *Brissopatagus, B. sundaicus,* von der Insel Madura, nördlich von Java, bekannt macht, wo sie in den in ihrem genauen Alter noch nicht ganz präcis festgestellten, nach Martin vielleicht neogenen Schichten des Archipels auftritt. Dieser *B. sundaicus* Böhm besitzt nun Depressionen für sämmtliche Ambulacra, also 4 statt 2, diese sind aber bereits recht schwach ausgebildet; und noch mehr treten sie zurück bei einer dritten Art, *B. sindensis,* welche Duncan u. Sladen[2]) aus dem Eocän von Sind beschreiben („each petal is situated in a shallow subtriangular depression or concavity in the test").

Ich möchte also betonen, dass die vorliegende Art sich in vielen Punkten der Gattung *Brissopatagus* Cott. nähert, während sie in anderen wieder zu *Pericosmus* Berührungspunkte besitzt. Als Unterschiede von den typischen Arten der ersteren Gattung wäre nur aufzuführen der Mangel an Depressionen für die Ambulacren, da das Auftreten von gröberen Warzen in den Interambulacren durch spätere Angaben Cotteau's[3]) auch für *B. Caumonti* nachgewiesen ist. Das Verhalten der an *Pericosmus* erinnernden, übrigens bei dem vorliegenden Stücke nicht recht deutlichen Fasciolen kann kein Unterscheidungsmerkmal abgeben, da diese bei der Gattung *Brissopatagus* bisher nicht genau bekannt sind. Will man also nicht auf die erwähnten Abweichungen hin ein neues Spatangiden - Genus errichten, welches etwa kurz als „*Pericosmus*-ähnliche Spatangiden mit den Stachelwarzen der echten Spatangen" zu definiren wäre, so muss man die hier besprochene Art als *Brissopatagus* aufführen.

Linthia pulcinella n. sp.

Taf. II, Fig. 1.

Höhe 28, Breite 58, Länge 58 mm.
„ 35, „ 53, „ 42 „
„ 28, „ 45, „ 42 „

Länge der vorderen paarigen Ambulacra 26, Breite 8 mm
„ „ „ „ „ 21, „ 7 „
„ „ „ „ „ 19, „ 7 „

---

[1]) Ueber einige tertiäre Fossilien von der Insel Madura, nördlich von Java. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Math. - Nat. Cl., XLV, 1882, p. 359 ff., cf. p. 365, t. 2, f. 2.

[2]) The fossil Echinoidea from the Ranikot Series or Nummulitic strata of Western Sind. Palaeontologia Indica. Mem. geol. Survey of India, 1882, p. 226, t. 38, f. 19—21.

[3]) Echin. tert., I. p. 136.

Länge der hinteren Ambulacra	19,	Breite	7 mm
„ „ „ „	16,	„	6 „
„ „ „ „	14,	„	5½ „

Die dickschalige Art schwankt etwas in ihren Höheverhältnissen, ist aber immerhin eher als flach zu bezeichnen. Der Umriss ist etwas breiter als lang, vorn deutlich ausgebuchtet, an den hinteren paarigen Interambulacren am breitesten, hinten stark abgestutzt; die grösste Höhe liegt auf dem Beginne des stumpfen Kieles, welcher die Mitte des unpaaren hinteren Interambulacrum bildet. Doch steigen die Endignngen der übrigen Interambulacra, keilförmig zugespitzt, um das Scheitelschild fast zu gleicher Höhe empor und bilden hier mit dem hinteren Kiele einen erhabenen fünfstrahligen Stern. Der Scheitel liegt fast central, nur ganz unbedeutend nach vorn gerichtet. Das vordere paarige Ambulacrum liegt in einer breiten, aber seichten Furche, welche sich, sehr verflacht, bis zum Peristom fortsetzt. An ihren Seitenwänden liegen in einer gewissen Höhe über der Furche beiderseits je 14 grosse, runde Poren. Die vorderen paarigen Ambulacra bilden einen Winkel von 165°; sie reichen bis fast an den Rand und sind ganz aussergewöhnlich breit, wie die oben gegebenen Maasse darthun. Beiderseits liegen 28 durch stark vertiefte Furchen verbundene Porenpaare, welche einen kammzahnartigen Keil zwischen sich einschliessen. Die Interporiferenzone ist etwas schmäler als jede Porenzone allein. Der Winkel, welchen die beiden hinteren, bedeutend kürzeren, aber ebenfalls sehr breiten Ambulacra mit einander bilden, beträgt nur 50°. Ich zähle hier 20 gejochte Porenpaare; der Zwischenraum zwischen je 2 Poren ist breiter als dies an den vorderen Ambulacren der Fall ist, sonst sind die Verhältnisse hier die gleichen wie dort.

Das Peristom liegt ziemlich weit nach vorn gerückt (etwa 8 mm weiter nach vorn als das Scheitelschild) auf der leicht gewölbten Unterseite. Es ist elliptisch, sowohl Ober- als Unterlippe grenzen sich deutlich ab, letztere, wie die sie tragende Endigung des Plastrum ist stark aufgetrieben; die Mundstrassen tragen jederseits 4—6 grosse Warzen. Das Plastrum ist von schmalen, glatten Bahnen begrenzt. Das sehr kleine, runde Periproct liegt auf der Oberseite unmittelbar hinter dem stumpfen Kiele des Interambulacrum; unterhalb von ihm springt die Schale bei ganz intacten Stücken noch etwas weiter nach aussen vor. Die vier grossen Genitalporen des Scheitelschildes sind einander sehr genähert und bilden beinahe ein Quadrat. Die breite Peripetalfasciole schmiegt sich innig an die Petalodien, deren Verlaufe sie folgt; sie überschreitet in regelmässigem Bogen die

vordere Furche in einer Entfernung von 22 mm vom Scheitel, das hintere Ambulacrum dagegen schon in 17 mm von demselben Ausgangspunkte aus gerechnet. Der Verlauf der Lateralfasciole ist nicht deutlich.

Die Oberseite trägt grobe, behöfte Warzen, zwischen welchen sich eine grosse Anzahl winziger, in Häufchen von 4—6 vereinigter Secundärwärzchen einschieben. Besonders gross ist die Anzahl dieser griesartigen Gebilde an den die Petalodien umgebenden Rändern; sie sind hier schon mit blossem Auge wahrzunehmen. Die Warzen der Unterseite sind wenigstens doppelt so breit, aber auch hier schieben sich zahlreiche kleinere ein. Die stärksten Tuberkeln liegen in der Umgebung des Mundes, zumal zu beiden Seiten der Oberlippe, wo einige Individuen zwei symmetrische Auftreibungen zeigen, auf dem Plastrum und zu beiden Seiten desselben.

Diese schöne, grosse Art unterscheidet sich schon durch ihre so auffallend geräumigen Petalodien, den fünfstrahligen Stern der keilförmigen Interambulacralenden und durch ihre in die Breite gezogene Gestalt von allen bisher bekannten Formen ihres Geschlechts. Am nächsten steht ihr *L. scarabaeus*[1]) Laube, welche ich in den von Herrn Dames bestimmten Stücken der hiesigen Sammlung vergleichen konnte und mit welchen ich sie früher identificirt habe. Sie unterscheidet sich aber unbedingt durch die Breite ihrer Petalodien, die ausserdem gerade und keulenförmig, nicht leicht geschwungen sind wie bei *L. scarabaeus*, und durch ihre flachere, in den Flanken stärker verbreitete Gestalt. *L. bathyolcos* Dames ist schon durch ihr Profil verschieden, ich halte übrigens mit Cotteau einen Theil der von Dames hierher gezogenen Exemplare, deren Apex bedeutend centraler ist und wie deren Bittner ein Exemplar auf t. 6, f. 2 l. c. abbildet, für *L. Orbignyi* Cott. In der Breite der Petalodien wie im Umriss ist *L. pulcinella* sehr ähnlich der bisher nur im Agassiz'schen Gypsabgusse bekannten *L. latisulcata* Des.[2]), doch sind hier die Fühlergänge noch breiter und die beiden hinteren erreichen beinahe den Aussenrand. Die Desor'sche Art soll dem Mittel-Eocän des Mokattám bei Kairo entstammen. Unsere Art ist recht häufig oberhalb S. Floriano im Valpolicella, wo sie in tiefen Schichten des Mittel-Eocän liegt. Sie scheint seltsamer Weise bisher noch unbeschrieben zu sein. Ich besitze etwa 12 Exemplare.

---

[1]) Cf. Dames, l. c., p. 53, t. 8, f. 2.

[2]) de Loriol, Monographie des Echinides contenus dans les couches nummulitiques de l'Égypte. Mém. soc. phys. et d'hist. nat. Genève, XXVII, 1881, p. 59 ff., cf. p. 113, t. 8, f. 1.

Echinolampas Lepsiusi n. sp.

Taf. III, Fig. 1.

Der Umfang hat eine leicht sechseckige Form; vorn ist er mehr gerundet, hinten ziemlich stark zugespitzt, an den Seiten fast geradlinig abgeschnitten. Das Profil ist sehr regelmässig elliptisch; der höchste Punkt liegt im Apex. Dieser liegt subcentral, etwas nach vorn gerückt. Die Unterseite ist leicht concav und fällt an allen Seiten wannenartig auf das sehr tief eingesenkte Peristom. Das vordere Ambulacrum hat dieselbe Breite wie die paarigen; es ist am Ende weit offen und reicht bis ziemlich zum Vorderrande. Die vorderen Ambulacren bilden einen Winkel von 130°; sie sind ebenfalls weit geöffnet, die hintere Porenzone ist etwas länger als die vordere, sie erstreckt sich bis nahe an den Rand, um sich von hier aus in Fühlergängen von einzelnen freien Poren bis zur Floscelle des Peristom fortzusetzen. Sie verbreitern sich vom Apex etwa bis zur Mitte der Länge und verschmälern sich dann allmählich. Die hinteren Ambulacren sind länger als die vorderen und stehen in einem Winkel von 75°; ihre Verhältnisse sind sonst die gleichen, nur sind hier die hinteren Fühlergänge kürzer als die vorderen. Alle Ambulacren erheben sich kaum über die Oberfläche der Schale. Der vordere Fühlergang trägt 38 Doppelporen jederseits, welche als schwache, unverbundene Durchbohrungen beginnen und endigen und etwa vom 10. Paare jederseits durch eine schräge Furche vereinigt sind; die vorderen paarigen Ambulacren haben 38:50, die hinteren 60:51 Paare, deren äussere nur wenig breiter sind als die inneren. Die erhabene Medianpartie jedes Ambulacrum ist 2- bis 3mal so breit wie der Fühlergang und trägt die gleiche Sculptur von dicht gedrängten, umhöften, durchbohrten Stachelwarzen wie der Rest der Schale. Diese Warzen sind durch breite, mit feinen Spitzen versehene Zwischenräume getrennt.

In der Mitte des Scheitelschildes liegt die mächtige Madreporenplatte. Die Genitalporen bilden ein Trapez, dessen nach hinten gerichtete Seite nur unbedeutend länger ist als die vordere.

Das Peristom, von deutlicher, fünfeckiger Floscelle umgeben, liegt nicht ganz direct unterhalb des Apex, etwa in der Mitte der Unterseite. Es ist stark eingesenkt und enthält eine sehr breite Mundlücke. Die Lippenwülste sind stark, besonders der dem hinteren Interambulacrum entsprechende, welcher auch der breiteste ist. Die sparsamen Poren der Phyllodien sind gut zu beobachten.

Das Periproct liegt unter dem Peristom unmittelbar am Hinterrande. Es ist nicht ganz horizontal und auch nicht sym-

metrisch, indem seine linke Seite breiter ist; es ist undeutlich sechseckig, wobei die Basis am meisten gerundet ist.

Länge 90, Breite 70, Grösse 37 mm.

Fundort: Romallo (Val di Non, Südwest-Tirol, gesammelt von Herrn Geh. Hofrath LEPSIUS und jetzt in der Sammlung der technischen Hochschule zu Darmstadt befindlich, aus welcher es mir durch Herrn LEPSIUS liebenswürdigst zur Verfügung gestellt wurde). Dos Trentos bei Trient (theilweise beschalter Steinkern, meine Sammlung). In beiden Fällen liegt die Art in Mergelkalken mit *Numm. bolcensis*, welche die Basis des südalpinen Eocän bilden und nach meiner jetzigen Auffassung dem unteren Grobkalke, nach der Ansicht anderer Autoren bereits dem Unter-Eocän entsprechen.

Ich habe mich nur schwer entschlossen, die Unzahl bekannter *Echinolampas*-Arten um eine neue zu vermehren, weiss aber die vorliegende, schon ihres Vorkommens halber interessante Art nach gewissenhafter, durch COTTEAU's Echinides tertiaires jetzt sehr erleichterter Prüfung nirgends unterzubringen. Unter den Arten, welche aus dem venetianischen Tertiär bereits bekannt wurden, steht *E. Suessi* LAUBE[1]) am nächsten. Von dieser sehr ähnlichen Art scheint sich nun die vorliegende Form zu unterscheiden: 1. durch mehr centrale Lage des Apex. LAUBE giebt für seine Art an: „Scheitel stark excentrisch“. Dieses Merkmal tritt allerdings auf der Figur zurück; dort ist der Scheitel fast vollständig central. Bei der vorliegenden Form ist der Apex nur wenig nach vorn gerückt, 2. durch die schnabelförmige Verlängerung am Hintertheile, welche LAUBE bei seiner Type weder angiebt noch zeichnet, 3. durch das mehr quadratische, nicht so trapezförmige Viereck der Genitalporen, 4. durch grössere Länge im Verhältnisse zur Breite. Weder DAMES[2]) noch BITTNER[3]) hat der typische *Echinolampas Suessi* LAUBE vorgelegen, auch COTTEAU[4]) giebt keine nähere Beschreibung des Stückes aus dem Eocän der Provinz Alicante, welches er auf die LAUBE'sche Art bezieht. Nach der kurzen, im Wesentlichen wohl nach LAUBE übersetzten Diagnose in der Paléontologie française, I, p. 142, ist die Art „arrondie en avant et en arrière. Man ist also

[1]) Ein Beitrag zur Kenntniss der Echinodermen des vicentinischen Tertiärgebietes. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien. Math.-Nat. Cl., XXIX, 1868, p. 24, t. 4, f. 2.

[2]) l. c., p. 37. Nur als „vielleicht“ zählt DAMES ein Exemplar von Ponte di Val Rovina zur LAUBE'schen Art.

[3]) Beiträge zur Kenntniss alttertiärer Echinidenfaunen der Südalpen. Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns, I, 1880, p. 56.

[4]) Echinides éocènes de la province d'Alicante. Mém. soc. géol. France, V, 1890, p. 71.

ausschliesslich auf Abbildung und Beschreibungen von Laube angewiesen, welche sich leider beide nicht vollständig entsprechen und von denen die letztere zu kurz gefasst ist, um allen Zweifel zu zerstreuen. Bestärkt werde ich in der Annahme, dass Laube eine breitere und rundlichere, hinten nicht verlängerte Art als *E. Suessi* bezeichnen wollte, durch zwei Momente. Erstens vergleicht er die Form mit *E. similis* Ag. aus Blaye und *E. Studeri* Ag. aus der nordalpinen Nummulitenformation; ich besitze die erstere Type und vermag zu constatiren, dass diese allerdings in ihrem Umrisse bedeutende Aehnlichkeit bietet mit der von Laube gegebenen Figur, dass sie aber gerade in allen Berührungspunkten, welche sie zu dieser bietet, abweicht von der uns hier beschäftigenden Form. Ebenso ist *E. Studeri* Ag. nach der von de Loriol [1]) gegebenen Figur und nach den Beschreibungen, welche sowohl dieser Autor als Cotteau entwerfen, eine sehr runde Art, die mehr breit als lang ist und auch in den Verhältnissen ihrer Unterseite an *E. Suessi* stark erinnert. Zweitens liegt mir ein wenigstens auf der Unterseite sehr wohl erhaltener, oben aber auch nur in der Mitte etwas der Schale beraubter *Echinolampas* aus dem Mittel-Eocän von Gallio vor. Diese Form entspricht in ihrer rundlichen Gestalt durchaus dem *E. Suessi*, ist aber hinten geradlinig abgestutzt und nicht mit *E. Lepsiusi* zu vereinigen. Ich halte diesen letzteren also nach reiflicher Ueberlegung für eine selbständige Art aus der Verwandtschaft des unteroligocänen, bei Vertheuil in der Umgegend von Blaye (Gironde) so häufigen, mir ebenfalls in typischen Exemplaren vorliegenden *Echinolampas ovalis* Dem. Sollte sich wider Erwarten doch die Identität mit der Laube'schen Art herausstellen, welche mir jetzt bei dem Stande unserer Kenntnisse ausgeschlossen erscheint, so dürfte die hier gegebene Beschreibung und Abbildung bei der auch stratigraphischen Wichtigkeit dieser seltenen, bisher auf das Mittel-Eocän beschränkten Art um so weniger überflüssig sein, als Laube die Unterseite seines Stückes nicht abgebildet hat und als an diesem nach den Angaben des Autors „das Peristom unkenntlich“ ist. [2])

---

[1]) Cf. de Loriol, Description des Echinides tertiaires de la Suisse. Abhandl. schweiz. palaeont. Ges., II u. III, Basel 1875 u. 76, t. 8, f. 5 u. 7. — Cotteau, Echinides tertiaires in Pal. franç., I, p. 137. Cotteau führt ausdrücklich der Beschreibung bei „espèce . . . arrondie en avant et en arrière“.

[2]) Inzwischen habe ich in der Wiener Universitäts-Sammlung das Original des *E. Suessi* Laube genauer zu betrachten Gelegenheit gehabt und hat mich diese Autopsie in meiner Ueberzeugung nur bestärkt, dass *E. Lepsiusi* von dieser Art specifisch zu trennen ist. (Anmerk. während des Druckes.)

Echinolampas cf. *politus* Desmoulins.

cf. Dames, *Ech. vic.* Tertiärb., p. 40, t. 3, f. 2.

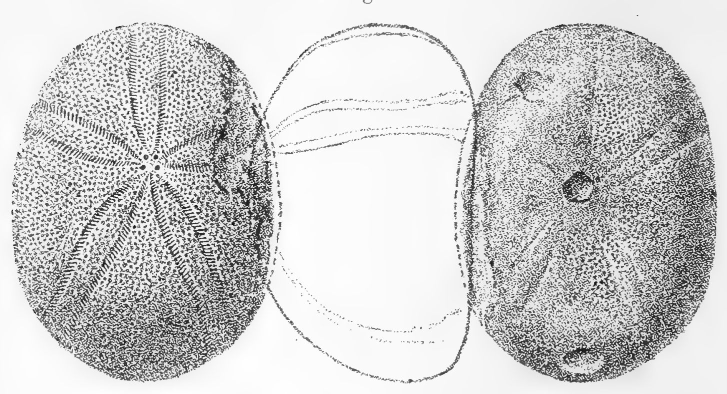
Höhe 65,	Länge 75,	Breite 70 mm.
„ 55,	„ 70,	„ 60 „
„ 30,	„ 45,	„ 38 „

Schale hochgewölbt, bei den grösseren Stücken *Conoclypeus*-artig. Höchster Punkt im Profile unmittelbar hinter dem stark excentrischen Apex gelegen. Von hier fällt die Oberfläche schwach, aber gleichmässig nach beiden Seiten ab. Der Umriss ist lang-gestreckt, nach hinten verlängert, aber kaum verbreitert; die Flanken fallen jäh nach abwärts, während das Absinken vorn und hinten ein mässigeres ist. Die Petalodien ragen nur wenig hervor und sind unten weit offen, die Fühlergänge sind eine Strecke weit nach abwärts zu verfolgen. Das vordere Petalodium ist das kürzeste und zu gleicher Zeit schmälste; es reicht nur bis zur Hälfte der Entfernung, welche Rand und Apex trennt. Seine Interporiferenzone ist an ihrem Ursprunge kaum breiter als jeder Fühlergang und erreicht am Ende kaum die doppelte Breite. Seine seitliche Begrenzung ist nicht gerundet, sondern von divergirenden geraden Linien begrenzt. Jede Porenreihe trägt 34 Paare gejochter Poren, deren äussere breiter und schlitzförmiger sind als die inneren. Die Porenreihen sind an dem vorderen Petalodium also gleich lang. Das Gebilde selbst erreicht bei dem kleinsten der drei Stücke eine Länge von 16 mm. Die paarigen Ambulacren sind im Wesentlichen ähnlich gestaltet, nur sind hier die Porenreihen ungleich, an den vorderen ist die innere, an den hinteren die äussere länger, an jenen um 16, an diesen um 7 Porenpaare; zugleich sind die längeren Gänge auch am meisten geschwungen. Die Interambulacren bilden rechteckige Dreiecke. Das Scheitelschild zeigt 4 grosse Genitalporen, an denen die unteren bedeutend weiter entfernt sind als die oberen.

Das Peristom liegt central, also bedeutend hinter dem Apex, auf der fast vollständig flachen Unterseite. Die Gestalt der sehr rudimentären Floscelle, an welcher Phyllodien und Wülste schwach ausgebildet sind, erinnert an *Ilarionia* Dames. Das nie vollständig erhaltene Periproct scheint mehr in die Länge als in die Breite gezogen zu sein. Sollte sich diese letztere Beobachtung an anderen Exemplaren bestätigen, so würde die Type zu *Oriolampas* Mun.-Ch. zu stellen sein, worauf auch die Gestalt der rudimentäreu Floscelle hinweisen würde.

Die ganze Oberfläche ist mit dicht gedrängten, schwach durchbohrten Warzen bedeckt, welche auf der Unterseite mehr auseinander rücken.

Textfigur 3.



Ich fand die drei Stücke auf den Hügeln, welche das veronesische Valpolicella zu beiden Seiten begrenzen, sowohl nördlich von S. Pietro Incariano als auf dem östlichen Rücken bei Maregnano. Sie liegt in Gesellschaft von zahlreichen *Schizaster lucidus* Laube und *Sch. ambulacrum* Desh., *Ditremaster nux* Des. und *Linthia pulcinella* n. sp. in Mergeln mit *N. complanata* Lam. und *Pentacrinus diaboli* Bay., welche die Tuffe der Spileccostufe hier überlagern, es liegen nach meiner Auffassung hier tiefe Schichten des Mittel-Eocän, Aequivalente der Kalke von Bolca und Postale vor.

Nur mit starkem Vorbehalte kann ich die drei Stücke zu *E. politus* Desm. stellen, von welchem sie sich in wichtigen Merkmalen unterscheiden; andererseits sind doch die Analogien wieder so hervortretend und auf dem Gebiete dieser Formen noch so zahlreiche Unklarheiten vorhanden, dass ich einen bereits gewählten neuen Namen, *E. vitifer* (Beziehung auf die guten Weine des Valpolicella, welche auf diesen Echinidenmergeln gedeihen), lieber vorläufig fallen gelassen habe. In der sonst so ausgezeichneten und gerade für die practischen Zwecke der Bestimmung überaus geeigneten Monographie von Dames sind es drei Arten von *Echinolampas,* welche ihrer Trennung noch grosse Schwierigkeiten machen und welche jedenfalls von Neuem an der Hand grösserer und besserer Materialien vorzunehmen sein werden. Die erste ist *E. Beaumonti* Ag., eine noch niemals in guten, aus Venetien stammenden Exemplaren abgebildete Form. Es besteht von ihr nur der Agassiz'sche Gypsabguss, welchen ich nicht kenne und der in der hiesigen Sammlung — allerdings in einer Zeit, in welcher Herr Dames durch Krankheit ferngehalten war — nicht aufzufinden war. Was Dames von dieser Art in natura

vorlag, reducirt sich auf ein äusserst ungünstig erhaltenes Exemplar von „S. Eusebio bei Bassano", dessen stratigraphische Stellung erst zu fixiren wäre, wenn der Fundpunkt noch näher präcisirt sein würde. Gehört dieses von Dames als *E. Beaumonti* bestimmte Stück wirklich zu dieser Art, so würde die Agassiz'sche Art eine Form darstellen, welche nicht hochgethürmt ist, wie die beiden anderen mit ihr theilweise verwechselten Arten, *E. politus* Desm. und *montevialensis* v. Schaur., sondern ziemlich flach und in ihrem Umrisse äusserst ähnlich dem *Echinanthus scutella* Ag. Ein der Type von S. Eusebio sehr ähnliches Stück, an welchem die Analogie mit der letzteren Art noch deutlicher hervortritt, liegt aus der alten v. Buch'schen Sammlung aus der Umgegend von Possagno vor. Dieses scheint von Herrn Dames nicht näher geprüft worden zu sein, ich fand wenigstens kein Etiquett mit seiner Handschrift. Dieses, wie gesagt, sehr *Echinanthus*-ähnliche Stück wäre auf der Unterseite noch zu präpariren. Jedenfalls steht fest, dass der *E. Beaumonti* Ag. nach der Annahme von Dames eine mehr flach gewölbte Art darstellt, welche weder mit den mir vorliegenden drei Stücken noch mit *E. politus* oder *montevialensis* zu vergleichen sein dürfte. Die Differenz in der Wölbung wird übrigens auch von Dames in seiner Beschreibung des *E. Beaumonti* an zwei Stellen betont (l. c., p. 42). Im Gegensatze hierzu bildet nun Cotteau in der Paléontologie française, II, t. 382, f. 7 — 9, ein allerdings sehr ungünstig erhaltenes Exemplar von der Palarea bei Nizza ab, welches auffallende Aehnlichkeit besitzt mit den drei mir vorliegenden Stücken. Auch hier fehlt eine Profilansicht, fehlt die bildliche Darstellung von Peristom und Periproct. Aber E. Sismonda [1]), welcher die Art schon früher aus den Nummulitenbildungen der Umgegend von Nizza (Roque-Esteron) citirt, fügt ausdrücklich hinzu, dass sie weniger gewölbt sei als *E. politus*, und ihre Ambulacra breiter und etwas mehr hervortretend („légèrement plus renflés"). Das gleiche Merkmal, die Hervorwölbung der Ambulacra betonen schon Agassiz und Desor in ihrem Catalogue raisonné, nennen die Art aber hier gewölbt („à dos bombé"). Auch Cotteau nennt am anderen Orte [2]) die Art „renflée", und Desor [3]) spricht sogar von „trés-renflée". Nach den von diesem letzteren Autor gegebenen Dia-

[1]) E. Sismonda in Bellardi, Catalogue raisonné des fossiles nummulitiques du comté de Nice. Mém. soc. géol. France, (2) IV, Paris 1852, p. 62.

[2]) Pal. franç. Echinides tertiaires, II, p. 101.

[3]) Synopsis des Echinides fossiles. Paris 1858.

gnosen würde der Unterschied zwischen *E. Beaumonti* und *politus* sich darauf beschränken, dass bei jenem die Petalodien hervorgewölbt sind und über die Oberfläche der Schale herausragen, während sie bei diesem oberflächlich „à fleur de test“ liegen. Beides wären hochgewölbte, gänseeiförmige Echiniden; ich kann dementsprechend einige Bedenken nicht unterdrücken, ob die Type von S. Eusebio zu *E. Beaumonti* gerechnet werden darf, möchte aber nochmals betonen, dass ich die Agassiz'schen Gypsabgüsse, auf welche sich Dames bezieht, nicht kenne.

Wie es sich nun aber auch mit dieser nur unzulänglich bekannten Art verhalten möge, die vorliegenden Exemplare scheinen mit Sicherheit nicht auf sie bezogen werden zu können. Ausser ihr kommen aber von bereits beschriebenen Formen nur *E. montevialensis* v. Schaur. und *E. politus* Desm. in Frage. Die erstere Art ist von Dames gelegentlich mit der vorliegenden Type verwechselt worden; ein hochgewölbter *Echinolampas* von Lungarine bei Avesa (gemeint ist wohl Mt. Ungarina, die westliche Begrenzung des Val d'Avesa, aus mitteleocänen Mergelkalken aufgebaut, die denen von S. Floriano petrographisch und faunistisch entsprechen) ist im k. Museum für Naturkunde als *E. montevialensis* bezeichnet, obgleich er von den hier beschriebenen Stücken nicht zu trennen ist. Nun ist es an und für sich, wenn auch nicht ausgeschlossen, so doch sehr unwahrscheinlich, dass *E. montevialensis*, eine, falls die Provenienz bei v. Schauroth richtig angegeben, aus mitteloligocänen Schichten stammende Art, so weit bis an die Basis der Nummulitenformation herabreichen sollte. In Wirklichkeit sind die Formen auch ohne grosse Schwierigkeiten auseinander zu halten, wenn man für *E. montevialensis* auf die Originalabbildungen von v. Schauroth, Laube und Dames [1]) zurückgeht. *E. montevialensis* ist vor Allem eine Art mit kreisförmigem, sehr in die Breite gezogenem Umrisse und schon dieses Moment genügt, die anscheinend recht seltene, hochgethürmte Art von allen anderen Echinolampen des venetianischen Tertiärs zu trennen. Die Unterschiede von *E. Beaumonti* hat Dames bereits angegeben. Was nun die Fundpunkte anlangt, von welchen *E. montevialensis* citirt wird, so scheint diese auffallend breite und doch hochgethürmte, nach dieser Richtung also allerdings, wie v. Schauroth wollte, an den oberoligocänen *E. Kleinii* Goldf. erinnernde Art, erst in

---

[1]) Die Abbildung bei Dames, l. c., t. 4, f. 1, entspricht nicht genau dem Originale. Der Umriss ist zu schmal und die Ambulacra zu geradlinig und nicht breit genug. Das Originalexemplar von Dames, welches aus dem Val Squaranto bei Lonigo stammt, ist vollständig übereinstimmend mit der sehr gelungenen Figur, welche Laube gerade von dieser Art giebt.

den Priabonaschichten (Sarego, Val Squaranto bei Lonigo) einzusetzen und in das Oligocän überzugehen. Von den mitteleocänen Localitäten der Umgegend von Avesa, von welchen sie DAMES und nach ihm DI NICOLIS citirt, habe ich bisher nie typische Exemplare der Art zu Gesicht bekommen; ich vermuthe, dass es sich in allen diesen Fällen um eine Verwechselung mit der vorliegenden Type handelt, wie auch COTTEAU[2]) bereits annahm, dass unter der Bezeichnung *E. montevialensis* mehrere Arten vereinigt seien.

Am meisten entsprechen nun die mir vorliegenden drei Exemplare dem *E. politus* DESM., mit welchem sie im Umrisse und Profile wie in der Gestalt der paarigen Ambulacra annähernd übereinstimmen. Auch das Niveau entspricht, da die Art nach DAMES in den meisten Exemplaren aus der Umgegend von Verona vorliegt und diese alle den tieferen Schichten des Mittel-Eocän zufallen. Was der Mt. del Cerro bei QUENSTEDT bedeutet, vermag ich nicht zu deuten; Valrovina bei Montecchio maggiore ist wohl sicher eine irrthümliche Zusammenziehung; QUENSTEDT hat anscheinend ein aus dem Valrovina bei Bassano stammendes Exemplar von dem seiner Zeit in Montecchio maggiore ansässigen Händler MENEGUZZO erhalten, und die wohl zweifellos vorliegende Confusion ist entweder schon an Ort und Stelle oder in Tübingen verschuldet worden. Valrovina würde übrigens im Niveau durchaus stimmen, da auch hier die tiefen Horizonte mit *Harpactocarcinus punctulatus* entwickelt sind. DAMES nennt als Fundpunkt ausserdem nur Lonigo. Mir lagen aus der paläontologischen Sammlung des kgl. Museums für Naturkunde zwei als *E. politus* etiquettirte, von Lonigo stammende Exemplare vor (No. 84 u. 85); ich vermag diese Stücke nicht mit Sicherheit mit dem *E. politus* DESM., wie ihn DAMES abbildet und beschreibt, zu identificiren; es sind breitere, flachere Typen, welche wohl einer anderen *Echinolampas*-Art angehören könnten, über welche aber vor einer eingehenden Präparation nichts Bestimmtes meiner Ueberzeugung nach auszusagen ist. Ich glaube annehmen zu dürfen, dass *E. politus* DESM. ebenso bisher nur in den tieferen Horizonten der venetianischen Tertiärbildungen aufgefunden wurde, wie *E. montevialensis* v. SCHAUR. für die höheren, von der Priabonastufe an aufwärts, charakteristisch zu sein scheint.

Meine Echinolampen von S. Floriano unterscheiden sich nun von *E. politus* DESM. (bei DAMES, l. c., t. 3, f. 2) durch folgende Merkmale: sämmtliche Petalodien sind schmäler, geradliniger und erinnern mehr an die Ambulacren von *Conoclypeus;*

---

[2]) l. c., Pal. franç.

das vordere Ambulacrum ist zudem bedeutend kürzer und gelangt nicht so nahe an den Rand, wie dies die Abbildung bei Dames erkennen lässt; auch die Stachelwarzen stehen bedeutend gedrängter; zumal an den Flanken. Das Profil dagegen wie die Gestalt der Unterseite und des Peristom stimmen wieder überein. An Zeichenfehler in der betreffenden Figur zu denken und diesen die Differenzen zuzuschreiben, ist trotz der Bemerkung in der Tafelerklärung, „das vordere Ambulacrum sei in der Figur etwas zu lanzettlich". um so weniger möglich, als auch die Abbildung bei Quenstedt [1]) dieselben Unterschiede erkennen lässt. Andererseits stimmt das Exemplar No. 87 der Berliner Sammlung, als *E. politus* etiquettirt und vom „Mt. Commune sopra Fene" (Fano?) stammend. in der Gestalt der Ambulacren mit den mir vorliegenden Exemplaren überein. Auf der von Cotteau gegebenen Figur [2]) der auch im Kalke von St. Palais bei Royan an der Girondemündung auftretenden und hier das gleiche tiefe Niveau kennzeichnenden Art sind die Ambulacren schmäler gehalten und die Beschreibung steht eher im Einklange mit den an meinen Exemplaren wahrzunehmenden Verhältnissen. Allerdings spricht der Autor nicht von der beinahe einer Vollkugel entsprechenden Wölbung, welche das grösste meiner Stücke gewährt, auch vermag ich das Merkmal einer um 5—6 Poren grösseren Länge der linken Porenreihe am vorderen Ambulacrum an den Exemplaren von S. Floriano nicht zu beobachten. Uebrigens ist die durch Cotteau gegebene Figur [2]) nicht besonders gelungen; die Form ist zu breit im Umrisse gehalten, im Profile nicht genügend gewölbt und die starke Excentricität des Scheitels springt nicht mit genügender Klarheit in die Augen.

Ich glaube annehmen zu dürfen, dass unter der Bezeichnung *E. politus* Desm. sich zwei anscheinend in den gleichen Schichten auftretende Formen vereinigt finden, welche sich durch einige Merkmale, besonders durch die grössere oder geringere Breite ihrer Petalodien unterscheiden. Wie weit diese Differenzen gehen, ob Uebergänge vorhanden sind, ob man sie als Merkmale der Varietät oder der Species aufzufassen hat, kann ich nach den mir bisher vorliegenden Materialien nicht mit Sicherheit ermitteln.

Von den unserer Art nahestehenden Formen scheinen weder *E. obesus* Bittner l. c. (1880) noch *E. obesus* Duncan u. Sladen [3])

---

[1]) Die Echiniden, t. 80, f. 5.

[2]) Pal. franç. Echinides tertiaires, II, p. 46, t. 213, f. 3.

[3]) The Fossil Echinoidea of Sind. Palaeontologia Indica, 1882.

(1882), ersterer aus Istrien und Venetien, letzterer aus Sind, mit ihr zu identificiren zu sein. Die Unterschiede des *E. obesus* BITTNER liegen, wie der Autor bereits angegeben hat, in dem bedeutend breiteren Umrisse. *E. obesus* DUNC. und SLADEN, dessen Namen ich in *E. Duncani* umändere, scheint flacher zu sein. *E. biarritzensis* COTT. ist schon durch seine in der Mitte eingestülpte Basis unterschieden, welche sich im Profile als ausgesprochene Concavität bemerkbar macht.

5. Ueber Lias in Mexico.

Von Herrn Emil Böse in Mexico.

Unsere Kenntniss der Sedimentär-Ablagerungen Mexicos datirt erst aus allerneuester Zeit. Seit v. Humboldt, Burkart, Dollfuss und Montserrat haben die Anschauungen über das Alter der verschiedenen Kalk- und Mergel-Ablagerungen vielfach gewechselt. Bald wurden sie in's Palaeozoicum, bald in den Jura und schliesslich in die Kreide gestellt; erst neuerdings hat mit den Arbeiten von Castillo, Aguilera, Sapper, Felix, Lenk u. A. eine genauere, auf paläontologischen Daten beruhende Bestimmung des Alters dieser Schichten begonnen. Es stellte sich heraus, dass weitaus der grösste Theil der Sedimentärschichten in Mexico der Kreide angehöre, dass aber auch Palaeozoicum, Trias, Jura und Tertiär gut vertreten seien. Bei der grossen Ausdehnung des Gebietes, bei der Unzugänglichkeit mancher Theile ist es wohl verständlich, dass genauere Karten und Profile heute fast überall noch fehlen, dass ferner eine genaue Gliederung der Sedimentärschichten bis heute noch nicht auf Grund geologischer Aufnahmen durchgeführt ist. Wohl liegen uns manche werthvollen Fossilbeschreibungen, manche interessanten Einzelbeobachtungen vor, die dazu beitragen, die Kenntniss der Schichten erheblich zu erweitern, aber immer noch fehlt es an Specialuntersuchungen.

Hat nun nach dem bisherigen Stande unserer Kenntnisse, wenn wir vom Quartär absehen, die Kreide die weitaus grösste Verbreitung unter den Sedimentärschichten Mexicos, so sind andererseits jene Ablagerungen, über welchen sich die Kreide aufbaut, nämlich Jura und Trias, obwohl bei Weitem nicht so weit verbreitet, von ausserordentlichem Interesse. Ueber den obersten Theil dieser Schichten, den oberen Jura, besitzen wir bereits verschiedene Arbeiten von Castillo und Aguilera, Felix und Lenk, während über Dogger und Lias nur ganz spärliche Notizen vorliegen. Aguilera[1]) bemerkt, dass *Arietites James-*

[1]) Bosquejo geológico de México. Bol. Inst. geol. de México, 1897, p. 208.

Danae Bárcena und *Aegoceras* auf die Existenz von Lias hindeuten; Felix und Lenk [1]) geben allerdings bereits mehrere Fundstellen von *Arietites James-Danae* Bárc. an, scheinen aber an der Arieten-Natur des betreffenden Fossils noch etwas zu zweifeln; vermuthlich lagen ihnen nur die allerdings sehr schlecht erhaltenen, kleinen Exemplare von La Trinidad vor; heute besitzen wir im geologischen Institut von Mexico eine ganze Reihe z. Th. ziemlich grosser Exemplare, welche einen Zweifel an der Genusbestimmung als *Arietites* nicht mehr zulassen. Wenn auch von den Loben an den meisten Exemplaren nichts zu sehen ist, so erkennt man doch an vielen den Kiel mit den beiden tiefen Furchen; ausserdem wird der ganze Habitus dem Paläontologen keinen Zweifel an der Gattungsbestimmung aufkommen lassen. Nach den Angaben von Felix und Lenk möchte man fast vermuthen, dass die Existenz von Lias in Mexico durchaus nicht sicher, sondern mehr eine blosse Annahme sei. Ganz so arg ist die Sache nun allerdings nicht; wir kennen bereits eine ganze Reihe von Punkten, wo Liasfossilien gefunden sind. Allerdings ist über diese bisher nichts publicirt worden, auch wissen wir über die geologische Lagerung an jenen Orten so gut wie nichts, da die meisten Stücke nicht von Geologen, oder zwar von solchen, aber nur auf flüchtigen Reisen, die dazu dienen sollten, eine Uebersicht über die vorhandenen Schichten zu gewähren, gesammelt wurden.

Alle diese Fundorte, welche weiter unten aufgezählt werden sollen, liegen auf dem Gebiet zwischen 18° 30′ und 22° nördl. Br. Südlich und nördlich von diesem District ist uns nur oberer Jura, und zwar wohl meistens ungefähr dem Portlandien entsprechender, bekannt.

In dem Bezirk, wo der Lias auftritt, ist auch oberer Jura gefunden worden und mehrfach im selben Thal, wo der Lias nachgewiesen ist, doch existiren bisher keine Profile. Natürlich kann man einstweilen aus dieser Vertheilung gar keine Schlüsse ziehen, da sie nur dem Stande der gegenwärtigen, noch recht dürftigen Kenntniss des Landes entspricht; bei genaueren Untersuchungen wird die Sierra Madre oriental, in der sich die meisten Fundpunkte befinden, wohl noch mancherlei Ueberraschungen bieten.

Die meisten bisher gefundenen Liasversteinerungen gehören einer einzigen Art an, nämlich *Arietites James-Danae* Bárcena [2]);

---

[1]) Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico, III. Palaeontographica, XXXVII, 1891, p. 925 (9).

[2]) Datos para el estudio de las rocas mesozoicas de México y

daneben kommt eine andere Arieten-Art, eine kleine *Posidonomya,* sowie ein *Aegoceras (Microderoceras)* vor. Auf einige andere sehr merkwürdige Fossilien, welche vielleicht aus dem Lias stammen, werde ich weiter unten zurückkommen. Die Fossilien sind meistens schlecht erhalten; es sind stark verdrückte Steinkerne oder Hohldrücke, ein gutes Exemplar von *Arietites James-Danae* Bárc. z. B. liegt noch nicht vor. Das Gestein, in welchem sich die Fossilien finden, ist ein schwarzer bis gelber Thonschiefer, der keinen Kalk, dagegen häufig Glimmerblättchen enthält und durch Dynamometamorphose stark umgewandelt ist; zuweilen wird der Schiefer stark sandig, ja es kommen auch echte Sandsteine vor. Bisher wurden an folgenden Orten Liasfossilien gefunden:

1. Sierra de Tenancingo bei Tutotepec (Estado de México): *Arietites James-Danae* Bárc.
2. Jalpan (Estado de Querétaro): *Aegoceras* (Gruppe des *Aeg. Birchi?).*
3. Acahuales (Estado de Puebla): *Ariet. James-Danae* Bárc. und *Ariet.* sp.
4. La Trinidad (Estado de Puebla): *Ariet. James-Danae* Bárc. und *Posidonomya* sp.
5. Arroyo de Matlaluca bei Huachinango (Estado de Puebla): *Ariet. Dames-Janae* Bárc.
6. Puerto de Tlamacho im District Molango - Zacualtipan (Estado de Hidalgo): *Ariet. James-Danae* Bárc.
7. Barranca de la Calera bei Huayacocotla im Quellgebiet des Rio de Vinasco (Estado de Veracruz): *Ariet. James-Danae* Bárc.
8. Cañon de Sn. Marcos, rio Lajajalpan, Districto de Zacatlan (Estado de Puebla).

   Dazu kommt noch ein von mir entdeckter Fundplatz:

9. Barranca del Rio Potrero seco bei Huayacocotla (Estado de Veracruz): *Ariet. James-Danae* Bárc.

Wie man sieht, ist das schon eine ganze Reihe von Fundorten, welche sich auf ein ziemlich grosses Gebiet vertheilen. Der reichste aller Fundpunkte ist sicherlich No. 8, wo ich Hunderte von Exemplaren des *Ariet. James-Danae* entdeckte. Als zweitreichster Punkt ist die Barranca de la Calera anzusehen, von wo auch mehr als ein Dutzend Arieten vorliegen. Die übrigen Plätze

---

sus fósiles característicos. Bol. soc. mexicana de geografia y estadistica, (3), II, 1875, p. 15, Anm. und Tafel, p. 16 (des Separatabzuges). — Materiales para la formación de una obra de paleontologia Méxicana. Anales del Museo Nacional de México, I, p. 284.

haben bisher nur vereinzelte Funde geliefert. Hinweisen möchte ich noch darauf. dass sich bei Acahuales ein *Arietites* gefunden hat, welcher dem *Arietites raricostatus* var. *Quenstedti* Schafh. sehr nahe steht.

Von den meisten der Fundstellen haben wir gar keine geologischen Daten. Am meisten versprechend erschien die Barranca de la Calera, von wo auch ein *Perisphinctes* stammt. Das Interessanteste jedoch, was an diesem Orte gefunden ist, ist ein Bivalve, der paläozoischen, speciell carbonischen *Monotis* - Arten merkwürdig ähnlich sieht. Diese *Monotis?* wurde seiner Zeit von meinem Collegen Herrn E. Ordoñez entdeckt und zwar in zahlreichen Rollstücken des Rio de la Calera, andere Rollstücke lieferten die Arietiten. Herr Aguilera, Director des geologischen Institutes in Mexico, schlug mir nun Anfang März vor, die Barranca de la Calera zu besuchen und womöglich nachzuweisen, aus welchen Schichten diese verschiedenen Fossilien stammen; es lag ja immerhin die Möglichkeit vor, dass auch Palaeozoicum vorhanden sei. Leider konnte ich auf die Excursion nicht mehr als eine Woche verwenden, da ich mich nachher in mein Aufnahmegebiet bei Orizaba zu begeben hatte. Von den 7 Tagen, welche mir zur Verfügung standen, mussten 5 auf die Hin- und Rückreise nach Huayacocotla verwandt werden, so dass mir nur zwei für die Untersuchung der Barranca blieben. Ich schicke dies voran, um zu erklären, weshalb ich meine Untersuchung nicht weiter ausgedehnt habe. Eine weitere Schwierigkeit bestand darin, dass noch keine Karte des Gebietes vorliegt, dass also auch in der mir gegebenen beschränkten Zeit an erfolgreiche Aufnahmen nicht zu denken war.

Die Barranca de la Calera liegt, wie schon bemerkt, im Quellgebiete des Rio de Vinasco, der bei Tuxpan in den Golf von Mexico einmündet. Man erreicht das Gebiet am leichtesten, wenn man bis Tulancingo die Bahnlinie Ferrocarril de Hidalgo y Nordeste benutzt und dann über Apulco nach Huayacocotla ca. 80 km reitet. Huayacocotla liegt nach der Messung von Aguilera 2160 m über dem Meere; es befindet sich nahe an den mächtigen Abstürzen, welche die Eruptivgesteine gegen Osten hin bilden. Oestlich von diesen Eruptivgesteinen (Rhyolite, Basalte etc.) liegt die Barranca de la Calera mit ihrer Fortsetzung der Barranca del Potrero seco; ihre Längsrichtung verläuft von SW. nach NO., quer zum Streichen der Schichten. Um zur Barranca de la Calera zu gelangen, muss man ca. 800 m zuerst über Eruptivgesteine und sodann über Kalke absteigen. Leider kann man nicht beide Barrancas an einem Tage begehen, da sie durch eine tiefe, enge, unpassirbare Klamm getrennt werden. Um zur

Barranca del Potrero seco zu gelangen. steigt man weiter nördlich über den Rancho del Potrero seco ca. 1000 m bis zur Thalsohle ab.

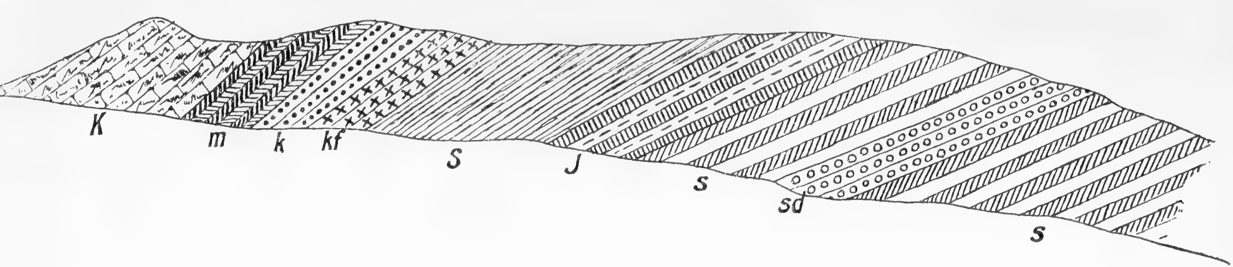
Die beiden hier besprochenen Barrancas liefern nun ein zusammenhängendes Profil und zwar liegen die ältesten Schichten im Norden; da das Streichen[1]) durchschnittlich N. 60—70° W. beträgt, und das Einfallen zwischen 20 — 45° SW. wechselt. Wir beginnen bei der Besprechung mit den ältesten Ablagerungen in der Barranca del Potrero seco. Da wo der Fussweg vom Rancho del Potrero seco die Thalsohle erreicht. stehen im Fluss und auf dem westlichen Abhang schwarze bis gelbgraue, dünnschieferige Thonschiefer an, die mit ca. 30° nach SW. einfallen. Etwa 10—20 m über dem Bach findet sich auf der Westseite eine dünne Bank. welche fast ganz aus Ammoniten-Resten (*Arietites James-Danae* Bárc.) besteht. Diese Ammoniten liegen nicht parallel. sondern schiefwinkelig zur Schieferungsfläche. so dass ein Herauslösen der Versteinerungen nicht leicht ist. umsomehr als der Schiefer stark verwittert ist und gewöhnlich beim Klopfen zwischen den Fingern in kleine Stückchen zerfällt. Immerhin ist es mir gelungen. ca. 50 mehr oder weniger vollständige Hohldrücke und Steinkerne zu gewinnen. Beim ersten Anblicke der Schiefer kommt sicherlich Keiner auf den Gedanken, dass sie dem Lias angehören, sie ähneln vielmehr paläozoischen Gesteinen. haben aber auch an einigen Stellen sehr grosse Aehnlichkeit mit den metamorphosirten Juragesteinen von Fernigen in der Schweiz, nur dass sie bei Prüfung mit Salzsäure kein Aufbrausen zeigen. Steigt man nun im Fluss aufwärts. was der Vegetation und der Steilabfälle wegen mit Schwierigkeiten verbunden ist, so bleibt man lange Zeit in diesen Schiefern, bis zum Eingang der vorher erwähnten Klamm. Dasselbe ist der Fall, wenn man von dem Ammoniten-Fundplatz in gerader Richtung gegen den Rancho del Potrero seco aufsteigt. Etwa 200 m über dem Fluss trifft man hier jene dickbankigen, glimmerhaltigen, harten Sandsteine, welche die mehrfach erwähnte Klamm verursachen. In diesen dunkelgrünen bis grauen und gelblichen Sandsteinen habe ich keine Fossilien gefunden, aber direct darunter wie darüber entdeckte ich mehrere Exemplare von *Arietites James-Danae* Bárc. Ueber den Sandsteinen, die etwa 50 bis 100 m mächtig sind, liegen noch etwa 250—300 m Thonschiefer. die den unteren zum grössten Theil ganz ähnlich sind und nicht selten *Arietites James-Danae* Bárc. enthalten. Nach oben wer-

---

[1]) Bei Angaben über das Streichen ist hier die Declination schon berücksichtigt.



Profil durch die Barranca de la Calera und Barranca del Potrero seco.



K — kf = Untere Kreide. — S = ? — J = Oberer Jura. — s und sd = Potreroschiefer. Lias.

K = schwarzgraue Hornsteinkalke.
m = graue Mergel.
k = blauschwarze Kalke mit Kohle.
kf = schwarzgraue Kalke mit *Nerinea* und *Monopleura*.
S = schwarzblaue, ebenflächige Kalkschiefer.
J = schwarze Kalkschiefer mit Einlagerungen von *Perisphinctes* führenden schwarzen Kalken.
s = schwarze, gelb verwitternde Thonschiefer mit *Arietites James-Danae* BÁRC.
sd = dunkle, graugrüne Sandsteine mit Glimmerblättchen.

den die Schiefer etwas weniger dünnschieferig, die Schichtflächen werden deutlicher, auch werden die Schiefer etwas kalkhaltig. Sodann schieben sich in der Barranca de la Calera[1]) schwarze Kalke ein, welche nicht sehr mächtig sind und theilweise mit schwarzen Kalkschiefern wechsellagern. In diesen Kalken fand ich den Abdruck eines *Perisphinctes*, und ein weiterer wurde schon früher durch Ordoñez gefunden. Das weist darauf hin, dass wir uns bereits im oberen Jura befinden. Leider sind die Reste zu schlecht, als dass sie eine specifische Bestimmung gestatteten, die Genus-Bestimmung ist dagegen sicher.

Aus diesen Kalken stammt vielleicht auch jene schon vorher erwähnte merkwürdige, an paläozoische Formen erinnernde *Monotis (?)*. Bisher liess sich darüber nichts Genaueres nachweisen, da alle Stücke nur als Gerölle gefunden sind.

Ueber dem Jura liegt eine mehrere hundert Meter mächtige Schicht von ebenflächigen, blauschwarzen Kalkschiefern, worin ich keine Fossilien entdecken konnte. Auf diesen Schiefern liegen concordant dünnbankige, grauschwarze Kalke, welche von schlecht erhaltenen Fossilien ganz erfüllt sind. Unter diesen liessen sich einige Nerineen-Durchschnitte erkennen; ausserdem kommt eine Bivalve herausgewittert vor, welche wohl ziemlich sicher dem Genus *Monopleura* angehört. Wir haben es mit typischen Kreidekalken zu thun; es ist die Ausbildung, welche im Staate Veracruz die gewöhnliche ist, und zwar ist es der unterste Theil der mexicanischen Kreide, den wir hier vor uns sehen. Ob die schwarzen Kalkschiefer, welche sich (auch an anderen Orten) zwischen den Jurakalken und den Kreidekalken befinden, dem jurassischen oder dem cretacischen System angehören, hat sich bisher wegen Mangels an Fossilien noch an keiner Stelle nachweisen lassen.

Ueber den fossilführenden Kalken liegen nun schwarzblaue, gut gebankte Kalke mit geringen Hornstein-Ausscheidungen. In diesen Kalken fand ich an einer Stelle eine ca. $^1/_2$ m mächtige Kohleneinlagerung. Fossilien haben diese Kalke bisher nicht geliefert; sie sind auch nur wenig mächtig. Unter ihnen liegen schlecht aufgeschlossene, schwarzgraue, fossilleere Mergel, welche ihrerseits von gut gebankten, schwarzen bis grauen Kalken überlagert werden, welche sehr starke, oft bankartige Hornstein-Ausscheidungen aufweisen. Diese Kalke, welche den oberen Theil der unteren mexicanischen Kreide bilden (man hat sie auch an anderen Stellen des mittleren und südlichen Mexico häufig gefunden), sind die obersten Sedimentärschichten, welche in der

[1]) Auf den Höhen beim Rancho del Potrero seco sind die Aufschlüsse der Vegetationsbedeckung wegen schlecht.

Barranca de la Calera vorkommen. Leider liess sich die Grenze zwischen ihnen und den nun südlich folgenden Eruptivgesteinen der Schuttbedeckung wegen an den Theilen, welche ich beging, nicht beobachten, und, wie schon vorher bemerkt, verbot mir die Kürze der mir gegebenen Zeit, meine Untersuchungen nach Norden und Süden fortzusetzen. Von grossem Interesse wäre es, zu erfahren, ob die Liasschiefer nach Norden von Rhät unterlagert werden; darüber habe ich nichts mit Sicherheit beobachten können, es ist sehr leicht möglich, dass ein Längsbruch hier die Kreide in Contact mit dem Lias bringt.

Von Wichtigkeit ist aber immerhin, dass uns das soeben beschriebene Profil den geschlossenen Aufbau der Schichten vom Lias bis zur unteren Kreide zeigt. Bisher liess sich allerdings auch noch nicht der ganze Jura nachweisen; vor Allem fehlt uns der paläontologische Beweis für das Vorhandensein des Doggers. Wird er durch die schwarzen Kalkschiefer vertreten oder durch den oberen Theil der Thonschiefer, oder fehlt er überhaupt hier? Diese Fragen lassen sich einstweilen noch nicht beantworten.

Sehr merkwürdig ist auch die grosse Mächtigkeit der Arieten führenden Thonschiefer; sollte der untere Lias thatsächlich mehr als 500 m mächtig sein, oder liegen Brüche vor, oder kommt der *Arietites James-Danae* Bárc. vielleicht in höheren Niveaus auch noch vor, etwa im Mittel-Lias? Das sind ebenfalls Fragen, die sich heute noch nicht beantworten lassen. Merkwürdig ist die Zwietheilung der Schiefer (ich werde diese der Kürze halber als Potreroschiefer bezeichnen, da sie jedenfalls eine ganz eigenartige Facies des Lias darstellen) durch die dickbankigen Sandsteine, und es wird eine Aufgabe der geologischen Forschung sein, zu zeigen, ob solche Zwietheilung sich auch an anderen Orten nachweisen lässt. Uns liegt ja leider bis heute noch kein Detailprofil durch den mexicanischen Jura vor; unser Versuch ist der erste in dieser Richtung; sobald mehrere Profile begangen sein werden, wird auch wohl allmählich jede Frage ihre Antwort finden.

Der Zweck dieser Seiten ist der, nachzuweisen, dass der Lias in Facies der Potreroschiefer ein nicht zu unterschätzendes Glied in der Reihe der mexicanischen Sedimentärgesteine bildet, und ich glaube, dass mir dieser Nachweis gelungen ist; die weitere Gliederung des Jura werden uns hoffentlich spätere Nachforschungen bringen.

---

6. Ueber marine Dyas-Brachiopoden aus Australien.

Von Herrn FRITZ FRECH in Breslau.

Hierzu Tafel IV.

Für die Erklärung der paläozoischen Eiszeit der Südhemisphäre, deren Bearbeitung das schwierigste in der Lethaea palaeozoica zu behandelnde, stratigraphische Problem bildet, ist die genaue Bestimmung des geologischen Alters von ausschlaggebender Bedeutung. In den meisten vorliegenden Arbeiten wird die Gletscherperiode ganz oder theilweise in das Carbon gestellt. Die Steinkohlenzeit ist nun diejenige Epoche der Erdgeschichte, in der geographische Verschiedenheiten der Meeresfauna und der Pflanzenwelt des festen Landes so gut wie gar nicht ausgeprägt sind. Thiergeographische Meeresprovinzen können z. B. weder während des älteren noch während des jüngeren Carbon unterschieden werden. Diese nicht leicht zu erklärende, von älteren und jüngeren Erdperioden abweichende Gleichförmigkeit setzt zum mindesten ein gleichmässiges Klima voraus und macht die Annahme einer Eiszeit höchst unwahrscheinlich.

Die Dyaszeit ist im Gegensatz zu dem Carbon die Periode der ausgeprägtesten geographischen Differenzirung der Meeresthiere, die eine Vergleichung der einzelnen Vorkommen im höchsten Maasse erschwert. Gleichzeitig mit den geographischen Umwälzungen bereitet sich schon in den untersten, floristisch nur wenig vom Carbon verschiedenen Schichten der Nordhemisphäre eine Aenderung der Landflora vor; am Schluss der Dyas haben die Gymnospermen und zwar vor Allem Coniferen, daneben auch Cycadeen die Cryptogamen zurückgedrängt.

Beide Thatsachen würden die Annahme bedeutender Klimaschwankungen während der Dyaszeit nahe legen. Sehen wir nun zu, wie die paläontologische Zusammensetzung der marinen Thierwelt Australiens zu diesen Voraussetzungen stimmt.

Die vollständigste Beschreibung derselben ist im Jahre 1876 bis 1877 von DE KONINCK ausgeführt und zeigt die bekannten, den Arbeiten dieses Gelehrten anhaftenden Mängel. Besonders be-

dauerlich ist die schlechte Ausführung vieler Abbildungen. Die Fauna zeigt im Ganzen wenig Beziehungen zu den nördlichen vermuthlich gleichalten Bildungen. Eine grosse Anzahl indifferenter Formen sind sowohl im Carbon wie in der Dyas verbreitet.

I. Für die Zurechnung zum Carbon würde vor Allem anzuführen sein:

Das Auftreten der Gattungen *Griffithides* und *Brachymetopus* (l. c., t. XXIV, f. 8, 10), welche generisch jedenfalls richtig bestimmt und anderwärts nur aus dem Carbon bekannt sind; allerdings ist ihr Auftreten noch in der höchsten Zone des Ober-Carbon, den russischen Schwagerinenschichten, nachgewiesen.

Griffithides Eichwaldi Fisch. ist in Australien am Upper William River (N. S. W.) gefunden und soll in Russland im Gouvernement Kaluga (Kosel) und bei Kosatschy Datschy im Ural vorkommen. Jedoch steht die australische Form jedenfalls dem untercarbonischen *Griffithides globiceps* sehr nahe.

Brachymetopus Strzeleckii findet sich im Schiefer von Dunvegan und im Kalk von Burragood und Glen William.

Phillipsia seminifera Phill. kommt bei Dunvegan und Colocolo vor.

Auf carbonisches Alter verweisen ferner:

Leptaena analoga (l. c., t. IX, f. 3), Page, Hunter und Rouchel River, Burragood, Colocolo in N. S. Wales; Leigh Mary Reef und ? Gympie Placer, Queensland.

Dalmanella resupinata Mart. (t. X, f. 9) und *Michelini* Sow., Lewis Brook, Burragood, Colocolo, Pallal.

Spirifer rotundatus (t. XIV, f. 2), Burragood und Glen William. (Die Art steht der genannten Kohlenkalkform nahe, ist aber sicher nicht ident mit ihr.)

Spirifer aff. *striato* (= *Sp.* „*bisulcatus*“ de Kon. ex parte, t. XIV, f. 5c von Burragood etc.)[1], Muree, Branxton. St. Hélier, Mulberry Creek, Aellalong, Colocolo, Cedar Brush, Tillegary, Jervis Bay und Bowen River in Queensland.

Productus undatus Defr., Paterson River, N. S. Wales.

II. Auf die Dyas verweisen hingegen von australischen Vorkommen:

1. Die überaus grosse Zahl und die Beschaffenheit der Zweischaler, bei denen paläozoische Namen wie *Sanguinolites*,

[1]) Die übrigen von de Koninck abgebildeten und mit Namen carbonischer Arten belegten Spiriferen lassen infolge der unvollkommenen Ausführung der Abbildungen eine nähere Bestimmung nicht zu.

Aviculopecten, Pachydomus[1]) vielfach recht wenig angebracht zu sein scheinen. Insbesondere haben die riesigen *Pecten*-Arten[2]), welche aus dem Sandstein der Fundorte Harpers Hill (New Castle-Eisenbahn), Illawara, Wollongong und Muree stammen, keinerlei Aehnlichkeit mit *Aviculopecten*, wie DE KONINCK merkwürdigerweise (l. c., p. 312) hervorhebt. Ein grosses, wohlerhaltenes Exemplar von *Pecten limaeformis* MORR. (DE KONINCK, t. XXII, f. 4), das in Kalk eingebettet ist und aus Tasmania stammt (Mus. f. Naturk.), ähnelt durchaus einem mesozoischen *Pecten*. Dieselbe Art ist aus Queensland (Gympie) aus einem — allerdings unrichtig bestimmten „Devonian" von R. ETHERIDGE (Quart. Journ. geol. soc., XXVIII, t. XIV, f. 1) abgebildet und zeigt hier mit voller Deutlichkeit die centrale Ligamentgrube von *Pecten* (nicht das Linearligament von *Aviculopecten*).

2. Ebenso sind zwei als *Pleurophorus* beschriebene Zweischaler sicher zu dieser Zechstein-Gattung[3]) zu stellen; *Pleur. biplex* KON. (t. XIX, f. 7 von Wollongong) gehört in die nächste Verwandtschaft des bekannten *Pleur. costatus* BROWN, *Pl. Morrisi* (t. XX, f. 5, ebenfalls von Wollongong und Illawara) unterscheidet sich nur durch grössere Zahl der Radialstreifen, ist aber jedenfalls auch zu der genannten Gruppe zu rechnen.

3. An denselben Fundorten wie die Zweischaler von dyadisch-mesozoischem Habitus finden sich Spiriferen, deren nächste Verwandte *Spirifer rugulatus* KUTORGA aus dem russischen unteren Zechstein und *Spir. undulatus* SCHL. aus dem deutschen Zechstein sind. Die Entwickelung des Muskelzapfens ist übereinstimmend und die Sculptur ausserordentlich ähnlich.

Die Arten der Zechstein-Gruppe sind in Australien, wie es scheint, ziemlich verbreitet. Man unterscheidet:

Spirifer vespertilio Sow.
Taf. IV, Fig. 3.

Spir. vespertilio DE KONINCK, Fossiles paléozoiques de la Nouvelle Galle du Sud, p. 242, t. XIII, f. 4. (Hier die weitere Literatur.)

Sp. vespertilio ist eine Art von mittlerer Breite mit 6 — 7

[1]) Soweit die nur die Form wiedergebenden Abbildungen ein Urtheil gestatten, gehört „*Pachydomus*" *Danai* KON. (t. XIX, f. 5) zu *Astarte*, „*Sanguinolites*" *Etheridgei* (t. XVII, f. 2) zu *Pholadomya*. Andere „*Pachydomus*"-Arten (t. XIX, f. 3, 4; t. XV, f. 3) erinnern an Cypriniden. Diese mesozoischen Formen finden sich bei Wollongong und Illawara, wohl in den oberen marinen Schichten.

[2]) t. XXII, f. 1, 2, 4.

[3]) *Pleur. lamellosus* SDB. aus dem Devon ist eine *Cypricardinia*.

sehr deutlichen Rippen auf jeder Flanke und mehr oder weniger deutlich gefaltetem Sinus. Auf dem Steinkern ist die nicht gestreifte Fläche zu Seiten des Muskelzapfens mit sehr kräftigen Höckern besetzt.

Vorkommen in N. S. Wales bei Wollongong und dem Mount Gimbela; das abgebildete Exemplar stammt aus Tasmania (ohne nähere Fundortsbezeichnung).

Spirifer avicula MORR.

Taf. IV, Fig. 1 (schmalere Varietät) und Fig. 6 (Typus).

1845. *Spir. avicula* J. MORRIS zu STRZELECKI, Physiscal description of N. S. Wales, p. 282, t. XVII, f. 6 (teste DE KON.).
1877. — *convolutus* DE KON. (non PHILL.) in DE KONINCK, l. c., p. 240, t. XII, f. 2; ?? t. XIII, f. 3.

Durch grössere Breite und feinere, ungleichmässigere, auf Seiten und Sinus vertheilte Rippen von der vorhergehenden Art verschieden. Die Rippen stimmen mit *Spir. undulatus* überein.

Der Muskelzapfen ist verhältnissmässig klein.

Die Art findet sich an denselben Fundorten wie die vorige und ausserdem an einer grossen Zahl anderer in N. S. Wales (Maitland, Stony Creek, Muree. Anvil Creek, Russel Shaft, Mt. Wirgen, Aellalong und Tasmania (Eagle, Hawk Neck). Die breitere Form (Fig. 6) scheint dem Typus von J. MORRIS zu entsprechen, die schmälere (Fig. 1) ähnelt nicht nur in der Berippung der Seiten und des Sinus, sondern auch im Umriss der Art des deutschen Zechsteins.

Spirifer aff. *rugulatus*.

Taf. IV, Fig. 4a, 4b.

Spirifer rugulatus KUTORGA aus dem unteren Zechstein Russlands (Fig. 5a, 5b) unterscheidet sich wesentlich durch glatten Sinus von *Spir. undulatus*. Eine durch etwas gröbere Berippung ausgezeichnete, in Umriss und Wölbung übereinstimmende Art ist in Australien weit verbreitet. Das aus Tasmania stammende Exemplar des Berliner Museums (Reise des Capitain BAUDIN 1815; Fig. 4a, 4b) stimmt durchaus überein mit einem am Bowen River, Queensland, gefundenen *Spir. „striatus“.* [1])

Ferner stimmt *Spir. tasmaniensis* MORR. (DE KONINCK, l. c., t. IX, f. 7 von Aellalong und Nowra Hill; hierzu *Sp. Strzelickii* ex part, t. XIV, f. 5 — 5b ret. excl.) in Form und Sculptur mit *Spir. Wynnei* WAAG. aus dem mittleren *Productus*-Kalk überein; nur die Area des letzteren ist höher.

[1]) ETHERIDGE, Quart. Journ. geol. soc., XXVIII, p. 334, t. XVII, f. 5.

„Rhynchonella“ (Dielasma) inversa de Kon. (t. XI, f. 11 von Muree zwischen den Flüssen Williams und Hunter) unterscheidet sich nur durch schärfere Ausprägung der Falten von *Dielasma biplex* Waag. aus dem mittleren *Productus*-Kalk von Virgal.

Spirifer Ravana Diener.[1]
Taf. IV, Fig. 7a—8b.

Eine mit *Sp. cameratus* Morr. verwandte, sehr bezeichnende Art aus dem Productus shale des Himalaya (= unteren Zechstein) kommt auch in Tasmania vor, wie ein im weissen Kalk erhaltener Steinkern des Breslauer Museums beweist. Der tiefe Sinus und die herabgebogenen Seiten machen die Art auf den ersten Blick kenntlich. Diese bezeichnenden Merkmale sind auf der dreimal grösseren Art des Himalaya in derselben Weise ausgeprägt, wie der auf Fig. 8b hinein construirte Umriss des australischen Exemplars zeigt. Die Productus shales von Kiunglung im Himalaya entsprechen ungefähr dem unteren Zechstein (wie ich aus brieflichen Mittheilungen von Herrn Prof. Diener entnehmen kann).

Eine eigenthümliche Form, die in den Mergel- und Moränenschichten der indischen Salzkette wiedergefunden wurde, ist endlich:

Spirifer (Martiniopsis) Darwini Morr.
Taf. IV, Fig. 2.

(*Conularia*-Knollen bei Dillur). In Neu Süd-Wales bei Muree, in Maitland und Stoney Creek[2], Mt. Wingen[2], Harpers Hill (de Koninck, t. XI, f. 10; t. X, f. 11; t. XIV, f. 1). — Die kleine Klappe eines Steinkerns vom Mt. Wellington in Tasmania (f. 2b) ist zum Vergleich neben eine Copie der Waagen'schen Abbildung (f. 2a) eines Schalenexemplars aus den Glacialschichten der Salt Range gesetzt worden. Allerdings besitzt das Waagen-sche Exemplar eine Falte mehr, doch könnte dieselbe auf der Aussenschale besser sichtbar sein, als auf dem inneren Abguss. Vor Allem wechselt aber in N. S.-Wales und Tasmania die Zahl und Form der Falten — wie die de Koninck'schen Abbildungen zeigen — zwischen sehr viel weiteren Grenzen.

---

[1] Productus shales of the Himalaya. Palaeontologia indica, Ser. 15, Himalaya fossils, IV, (1), p. 34, t. III, f. 1, 2.
[2] Reicher Fundort der unteren Kohlenschichten.

Strophalosia horrescens de Vern. var. nov. *antarctica.*
Taf. IV, Fig. 9a, 9b.

Vergl. de Verneuil, Géologie de la Russie de l'Europe, II, 1845, p. 280, t. XVIII, f. 1. (Taf. IV, Fig. 10.)

Strophalosia horrescens mit ihrer deutlichen, parallel gestreiften Area in beiden Klappen und den feinen, die ganze Oberfläche — neben den Anwachsstreifen — bedeckenden Stacheln ist für den unteren Zechstein Russlands ebenso bezeichnend wie *Productus horridus* für die entsprechenden deutschen Schichten (de Verneuil, l. c., p. 281). Es ist daher als eine stratigraphisch sehr wichtige Thatsache hervorzuheben, dass eine mit der russischen Form (Fig. 10) in den meisten Merkmalen übereinstimmende *Strophalosia* auch in Tasmania vorkommt (Fig. 9). Verschieden sind nur die pustelartigen Anschwellungen der Schale in der Umgebung der Stacheln, die aber auch bei der russischen Art angedeutet erscheinen. Uebereinstimmend ist — abgesehen von den hauptsächlichen generischen Merkmalen — die ausserordentliche Variabilität der äusseren Form.

Auch bei den russischen Exemplaren finden sich breite, z. Th. mit Ohren versehene und schmale, schwächer und stärker gewölbte Formen, also ganz dieselben Gegensätze, wie sie Fig. 9a und 9b aufweist; eine scharfe Grenze ist weder hier noch dort vorhanden.

Die abgebildeten Abgüsse und Abdrücke sind, soweit die uns zu Gebote stehende[1]) Litteratur erkennen lässt, aus Australien noch nicht beschrieben worden; sie stammen vom Mt. Wellington, Tasmania, und liegen auf demselben Handstück wie *Spir. Darwini* (Fig. 2b).

Ergebnisse.

Das mir zur Verfügung stehende Material an australischen Versteinerungen ist leider geringfügig[2]) und auch die hier vorhandene Litteratur weit von der Vollständigkeit entfernt. Trotzdem gehen aus dem Vergleich der untersuchten Versteinerungen zwei Folgerungen mit grosser Klarheit hervor:

1. Die marinen Versteinerungen sind entweder untercarbonisch oder dyadisch; die Hinneigung zu Zech-

[1]) Uebrigens unvollständige. Insbesondere ist mir das Werk von R. Etheridge über Fossilien aus Queensland und Neu-Guinea unzugänglich geblieben.

[2]) Eine Ergänzung derselben durch genau horizontirtes Material wäre sehr erwünscht; ich gestatte mir an die Fachgenossen des Aus- und Inlandes hierdurch die Bitte um Ueberlassung desselben auszusprechen. D. Verf.

steinformen ist vielfach wahrnehmbar, eine Uebereinstimmung mit der unteren Dyas (Timor, *Productus*-Kalk) kaum zu bemerken.

2. Obercarbonische marine Leitfossilien, wie Fusulinen, Schwagerinen, *Enteles, Meekella, Trachydomia,* die Formenreihe des *Spir. mosquensis,* die bezeichnenden Crinoiden und Goniatiten fehlen in Australien vollkommen.

Alle Beobachter stimmen darin überein, dass Glacialspuren nur in der oberen, durch *Gangamopteris, Glossopteris,* Kohlenflötze und die obigen Dyastypen gekennzeichneten, nicht in der unteren Schichtenreihe vorkommen, welche *Asterocalamites, Cyclostigma* und marine Untercarbon-Fossilien enthält. Demnach entspricht in Australien die paläozoische Eiszeit ausschliesslich der Dyas und der *Gangamopteris - Glossopteris*-Flora.

7. Ueber Ammonites Pedernalis[1]) v. Buch.

Von Herrn Joh. Böhm in Berlin.

Hierzu Tafel V—VII.

L. v. Buch[2]) beschrieb 1849 den *Ammonites Pierdenalis* auf Grund von Material, welches F. Römer aus der Kreide von Texas mitgebracht hatte. Seine Zeichnung t. 6, f. 8 erweist sich jedoch als combinirt oder reconstruirt. Letztere Annahme wird dadurch unterstützt, dass Herr Prof. Andreae[3]) — obschon v. Buch angiebt[4]), dass das Original sich in Hildesheim befinde — trotz sorgfältiger Nachforschung weder dieses noch ein dahinzielendes Bruchstück zu finden vermochte. Nur ein solches von 60 mm Länge (in der Peripherie gemessen) und 27 mm Höhe befindet sich im kgl. Museum für Naturkunde und erweist sich durch die z. Th. stark zerfressene Flanke als das Original zu dem letzten Viertel der v. Buch'schen Figur. Dahingegen ist die andere, auf unserer Taf. V, Fig. 1 wiedergegebene Flanke wenig verwittert, so dass ihre sehr flache Wölbung, ihr rascher (nicht steiler) Einfall zum Nabel und der wellenförmige Verlauf der Lobenlinie wohl erkennbar sind. Diese hängt von der Externseite bis über die Mitte der Flanke festonartig herab, steigt dann ein wenig an und biegt wieder abwärts steigend in den Nabel ein. Die Sättel sind breit, vierseitig, glatt. Die schmalen Loben nehmen mit dem Sinken der Suturlinie nicht allein stetig an Tiefe zu, sondern gehen auch aus ihrer anfangs schief nach innen geneigten Stellung nach und nach in die gerade über, mit dem Steigen der Suturlinie werden die Loben dagegen kürzer und nehmen bis zur Naht hin allmählich an Tiefe ab. Leider sind die im Nabel liegenden Auxiliarloben nur noch wenig deutlich. Darnach ist v. Buch's Lobendarstellung (l. c., f. 9, 10) zu berichtigen. Indem analog den Gattungen *Sphenodiscus* und *Placen-*

---

[1]) v. Buch schreibt *Pierdenalis*. Da die Stadt Friedrichsburg im Thale des Pedernale-Flusses liegt, ersetzt F. Römer diese Schreibweise durch die von *Pedernalis*.

[2]) Ueber Ceratiten. Abhandl. k. preuss. Akad. Wiss. Berlin 1849, p. 31, t. 6, f. 8—10.

[3]) Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch an dieser Stelle den Herren Professoren Andreae, Dames, E. Fraas, Frech, Martin, Schlüter u. Geh. Rath v. Zittel meinen verbindlichsten Dank für Auskunft, Ueberlassung von Material und Litteratur auszusprechen.

[4]) l. c., p. 33, Erklärung zu Taf. 6.

ticeras[1]) auch hier der zu tiefst stehende Lobus als der erste Laterallobus aufzufassen ist. erweist sich der Externsattel als durch 4 Adventivloben in 5 ungleich grosse Sättel zerspalten. Die Externseite ist zerstört, doch bietet noch eine kurze Stelle den Anhalt für die Annahme, dass jene nicht pfeilförmig zugeschärft, sondern zweikantig abgestutzt war.

F. Römer[2]) gab 1852 eine erneute Darstellung dieses Cephalopoden und in einer Figur ein „unter Benutzung der verschiedenen Stücke ergänztes" Bild.

Drei Bruchstücke, auf einem Brettchen befestigt und von F. Römer als *Ammonites Pedernalis* etikettirt, liegen mir aus dem Bonner Museum vor. Das eine (Taf. V, Fig. 2) zeigt übereinstimmenden Verlauf der Suturlinie mit dem eingangs beschriebenen Exemplar, nur dass, entsprechend dem grösseren Durchmesser, auch ihre Elemente breiter sind. Der erste Adventivlobus und an der untersten Suturlinie die 2 ersten derartigen Loben sind infolge Verwitterung nur noch als schwache Zäckchen erkennbar. Der Nabel mit den inneren Auxiliarloben ist weggebrochen und auch die Externseite nicht mehr erhalten. Die beiden anderen Bruchstücke, denen gleichfalls Extern- und Interntheil fehlen, sind Ausfüllungen zwischen je 2 benachbarten Kammerwänden, sie geben in ihren Maassen (54 resp. 60 mm hoch und 22 resp. 26 mm dick) einen Anhalt für die etwaige Grösse, die diese Species erreicht haben dürfte.

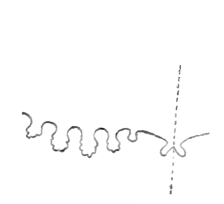
Ein weiteres Exemplar ist nach gütiger brieflicher Mittheilung des Herrn Prof. Schlüter „auch nur ein Windungsfragment von ca. 40 mm Seitenhöhe und ca. 12 mm Dicke. Die flach gewölbten Flanken neigen sich langsam gegen die fast scharfe Siphonalseite. Doch glaube ich nicht, dass dieses Merkmal conditio sine qua non für den Species-Begriff ist." Die durch Herrn Prof. Schlüter abgenommene Lobenlinie (Textfig. 1) weicht von der oben beschriebenen durch schlankere, gerundete Sättel, welche z. Th. seicht gekerbt sind, und tiefere, rings gezähnte Loben ab. Dieses Exemplar, an dem auch der umgekehrt herzförmige Externlobus erhalten ist, hat Römer wohl als Vorlage zu seiner Lobenzeichnung gedient. Zieht man noch in Betracht, dass der erste Laterallobus hier vor der Mitte der Flanke liegt (von der Externseite aus gerechnet), so ergiebt sich, dass in diesem Fragment eine von den vorher beschriebenen verschiedene Type vorliegt. Wir hätten demnach:

---

[1]) *Placenticeras* Meek. . . . . . Der Aussensattel in 2 oder 3 selbständige Sättel zerspalten. Erster Laterallobus dadurch etwas tiefer herabgerückt, an seiner ansehnlichen Tiefe kenntlich. v. Zittel, Handbuch der Palaeontologie, I, (2), 1884, p. 452.

[2]) Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse, 1852, p. 34, t. 1, f. 3a, b, c.

Textfigur 1.



1. *Ammonites Pedernalis* v. Buch (Ceratiten, t. 6, f. 8; Römer. Texas, p. p.; diese Abhandl., Taf. V, Fig. 1, 1 a, 2, 2 a).
2. *Ammonites Pedernalis* F. Römer[1]) (Texas, t. 1, f. 3a—c; diese Abhandl., Textfig. 1).

Diese fünf, von Friedrichsburg stammenden Bruchstücke bilden das gesammte Material, welches mir aus Römer's Aufsammlung bekannt geworden ist.

Die bisherige Kenntniss dieses Formenkreises[2]) wird we-

[1]) Zu dem von Cragin angeführten *Sphenodiscus Pedernalis* Röm. bemerkt Hill (On outlying areas of the Comanche Series in Kansas, Oklahoma and New Mexico. Americ. Journ. Sc., (3), L, 1895, p. 224): „The *Sphenodiscus* from the Belvidere beds may possibly be confused with *S. pedernalis* Röm. of the Fredericksburg division. A large number of undescribed species belonging to this group of *Ammonites* occur in the Comanche Series from the Glen Rose through the Washita division. .... It can only be said now, that the *Spenodiscus* of the Belvidere beds — a figure of which without descriptions has been published by Cragin (Neocomian of Kansas, Americ. Geologist, 1894, t. 1, f. 4) — is not *S. pedernalis* of Röm. On the other hand, some of the Belvidere specimens seem to ressemble species occurring in the Denison beds of the Washita division", zu welch' letzterer Stufe Hill die Belvidere-Schichten rechnet. Es ist hinzuzufügen, dass Cragin, l. c., t. 1, f. 3 noch einen Ammoniten, f. 5 eine Lobenlinie ohne weitere Erläuterung abbildet. Es ist anzunehmen, dass sie mit der von Hill erwähnten Abbildung zu derselben Art gehören, welche als *Amm. belviderensis* zu bezeichnen sein würde.

[2]) Jüngst hat Cragin (A contribution to the Invertebrate Paleontology of the Texas Cretaceous. Fourth ann. rep. geol. Survey Texas, 1893, p. 243—245) 3 neue Arten, welche der Gruppe des *Amm. Pedernalis* angehören, beschrieben und zur Gattung *Sphenodiscus* gestellt. Wahrscheinlich durch Römer's Abbildung (l. c., t. 1, f. 3b) irregeführt, schwankte das Charakterbild des *Amm. Pedernalis* in der amerikanischen Litteratur, indem er bei *Sphenodiscus*, aber auch bei *Buchiceras* eingereiht wurde, bis erst vor Kurzem Stanton seine Zugehörigkeit richtig erkannt hat.

sentlich erweitert und berichtigt durch 2 Exemplare, welche sich in der Breslauer Sammlung befinden und von F. Römer [1]) gleichfalls als *A. Pedernalis* etikettirt worden sind.

Gehäuse scheibenförmig, eng genabelt. Die fast flachen, wenig gewölbten Flanken fallen zuerst mit mässiger, weiterhin gegen die Mündung zu mit stetig steiler werdender Neigung zum Nabel ein, um den 6 zitzenförmige Knoten stehen. Externseite zweikantig abgestutzt, flach, sehr schmal — an dem Taf. VI abgebildeten Exemplare am Beginn des letzten Umganges 3 mm, am Beginn der Wohnkammer 5 mm breit, nimmt sie auf dieser bis auf 10 mm zu, verschmälert sich jedoch dann rasch bis auf 4 mm —, von niedrigen Kielen, soweit die Schale erhalten, eingefasst, jederseits mit alternirenden, in die Länge gestreckten Knoten.

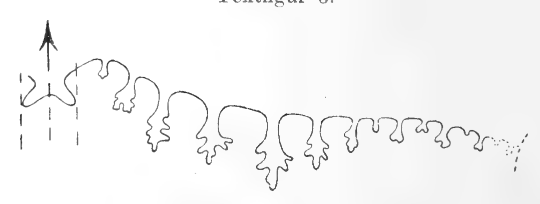
Durchmesser	115 mm	82 mm
Höhe der letzten Windung .	61 „	42 „
Dicke „ „ „	c. 20 „	c. 18 „
Nabelweite	11 „	11 „

Die Suturlinie ist in Textfig. 2 (dem auf Taf. V, Fig. 3 abgebildeten Exemplar angehörig) und Textfig. 3 (dem Exempl. auf

Textfigur 2.



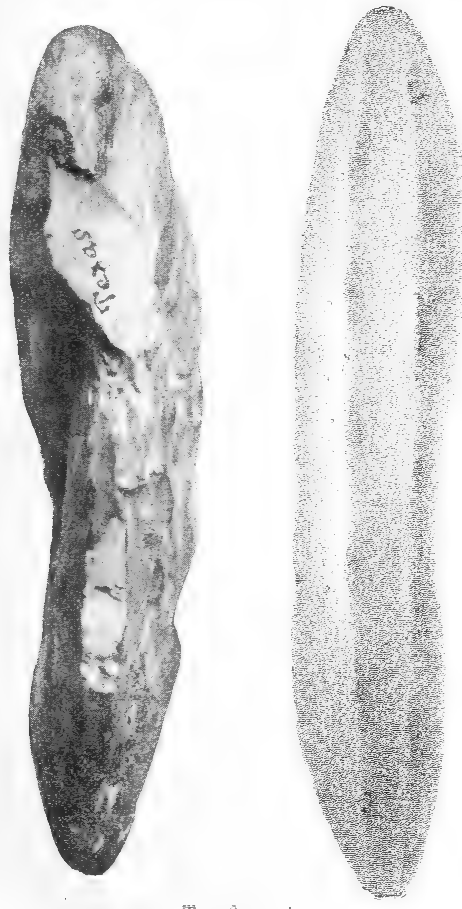
Textfigur 3.



Taf. VI entnommen) mit aller Sorgfalt wiedergegeben. Die Abweichung, welche beide Figuren darin zeigen, als — die gleiche Art der Zerspaltung des Externsattels zu Grunde gelegt — in Textfig. 2 bereits der zweite Lateralsattel, in Textfig. 3 erst der erste Hilfssattel secundär eingeschnitten ist, dürfte auf eine Anomalie in dem Wachsthum des kleineren Exemplares zurückzu-

[1]) Diese Exemplare erhielt Römer von Herrn Geo. Stolley in Austin zugesandt; das eine trägt den Fundort: „Austin“, das andere die allgemeine Angabe: „Texas“.

führen sein, indem die zwar angewitterte rechte Flanke dieses Exemplares gleichfalls einen ungespaltenen, breiten zweiten Lateralsattel und eingeschlitzten ersten Hilfssattel (entsprechend Textfig. 3) deutlich erkennen lässt. Einige weitere Abweichungen lassen sich ungezwungen auf Altersunterschiede zurückführen. Der dritte Adventivsattel des grossen Exemplares zeigt an einigen Suturlinien eine leichte Einkerbung. Der erste Laterallobus liegt nahe, jedoch noch ausserhalb der Mitte der Flanke. Die Wohnkammer, welche zwei Drittel des Umganges einnimmt, ist an beiden Stücken (gegen die Mündung gesehen) nach links windschief verbogen (vgl. Textfig. 4a u. b) und auf der Externseite nach



Textfigur 4.
a. gegen die Mündung, b. gegen die Externseite gesehen.

vorn hin verengt, wie schon oben angegeben. Einzelne quergestreckte Knoten liegen oberhalb der Mitte des Umganges. Mündung hoch, schmal. Die Anwachsstreifen beginnen gerade und verlaufen über die äussere Hälfte des Gehäuses mit nach vorn concaver Biegung.

Soweit nun die Uebereinstimmung der Lobenlinie in Betracht gezogen werden kann, möchte ich annehmen, dass diese beiden Exemplare mit F. RÖMER's *Amm. Pedernalis* zu vereinigen sein dürften, und demgemäss würden diese in Anbetracht ihres von *Amm. Pedernalis* v. BUCH abweichenden Lobenbaues — der erste Laterallobus liegt (von der Externseite gerechnet) vor, nicht wie bei *Amm. Pedernalis* v. BUCH hinter der Mitte der Flanke — als besondere Art abzutrennen sein, für die ich den Namen *G. Stolleyi* vorschlage. Der Lobenlinie nach, welche CRAGIN (l. c., t. 44, f. 6) — und zwar nur diese allein — von *Sph. Dumblei* abbildet, stehen diese beiden Arten einander nahe, doch beginnt bei *Sph. Dumblei* die Lobenlinie mit breiteren Adventivsätteln, ist der erste Hilfssattel glatt und die Zahl der Hilfssättel eine grössere.

Aus den obigen Ausführungen würde sich der Rückschluss ergeben, dass die Externseite auch des *Amm. Pedernalis* v. BUCH zweikantig war (wie schon oben angenommen wurde) und dass weiter Nabelknoten wahrscheinlich vorhanden gewesen seien. Nach RÖMER war das an seinen Stücken nicht der Fall.

Zur Befestigung der Gattungsmerkmale trägt eine weitere Form (vergl. Textfig. 5) von Brubrook in Texas bei, deren genauerer Horizont wahrscheinlich der Comanche peak chalk ist.

Gehäuse scheibenförmig, eng genabelt, mit flach convexen, zur Externseite convergirenden, glatten Flanken. Externseite zweikantig abgestutzt, flach, jederseits von einem niedrigen Kiel eingefasst. Den steilen Nabel, dessen Kante leicht gerundet ist, umstehen zitzenförmige Knoten, deren 3 auf eine halbe Windung erhalten sind Die Wohnkammer nimmt über ein Viertel des Umganges ein.

Durchmesser	58 mm
Höhe der letzten Windung	31 „
Dicke der Mündung .	ca. 16 „
Nabelweite	6,5 „

Die Suturlinie zeigt den typischen, wellenförmigen Verlauf. Der Externlobus endigt in 2 gerundeten Spitzen, welche an den Externkiel jederseits stossen und fast bis zur Tiefe des ersten Adventivlobus reichen. Der breite Externsattel wird durch 4 im Grunde verbreiterte, gerundete und gezähnelte Adventivloben in 5 Sättel zerspalten. Diese sind glatt und abgerundet. Der erste Laterallobus liegt schon auf der intramedianen Hälfte des Umganges.

Textfigur 5.



Der zweite Lateralsattel ist halb so gross als der erste, desgl. der zweite Laterallobus. Es folgen dann noch 4 viereckige, breiter als höhere Hilfssättel, von denen der zweite auf der Nabelkante liegt. Mündung hoch und schmal. Diese neue Art erlaube ich mir, Herrn HILL, dem die Wissenschaft die eingehende Gliederung der texanischen Kreide verdankt, zu widmen.

1875 erschienen 2 Aufsätze, deren Autoren (HYATT und NEUMAYR) auf *Amm. Pedernalis* Bezug nehmen. HYATT [1]) zog bei der Besprechung des *Buchiceras* [2]) *attenuatum* HYATT die texanische Species heran und erläuterte an den Unterschieden beider die Merkmale seiner Art. Er hebt die abgeplattete Extern-

[1]) The Jurassic and Cretaceous Ammonites collected in South America by Prof. JAMES ORTON, with an appendix upon the Cretaceous Ammonites of Prof. HARTT's collection. Proceed. Boston Soc. nat. hist., XVII, 1875, p. 372, 369.

[2]) Es genügt hier, hinsichtlich der Gattung *Buchiceras* auf die Ausführungen von DOUVILLÉ (Classification des Cératites de la craie, Bull. soc. géol. France, (3), XVIII, 1890, p. 283, 284) und KOSSMAT (Untersuchungen über die südindische Kreideformation. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns u. d. Orients, IX, 1895, p. 171, 172) hinzuweisen.

seite des *Buch. attenuatum* im Gegensatz zu der scharfen (acute) Siphonalseite des *Buch. Pedernalis* (zu welcher Gattung HYATT auch diese Species rechnete) hervor; dies lässt vermuthen, dass HYATT nicht den echten *Pedernalis*[1]) gemeint habe, sondern sich vielleicht auf eine andere texanische Art bezieht, welche F. RÖMER[2]) (1857) und BINCKHORST (1873) mit *Amm. Pedernalis* vereinigt haben und auf welche ich unten zu sprechen kommen werde. NEUMAYR[3]) rechnete *Amm. Pedernalis* zu den „cretacischen Amaltheen mit abnormer Lobenstellung. Unter diesen . . . treten namentlich 2 Gruppen hervor: die eine zeigt vielgezackte Loben und hierher sind *Amm. syrtalis* MORT., *placenta* DEK. und ihre Verwandten zu rechnen, die andere zeigt atavistische Reduction der Loben, welche auch hier bis zum Ceratitenstadium fortschreitet (*Amm. Pedernalis, Vibrayeanus* D'ORB.)" Einige Jahre später führten NEUMAYR u. UHLIG[4]) für die zweite Gruppe den Namen *Engonoceras* in die Litteratur ein unf fügten den beiden Arten noch *Engonoceras* n. f. cfr. *Vibrayeanum* D'ORB. hinzu; für die erste Gruppe behielten sie mit Unterdrückung des Namens *Placenticeras* MEEK *Sphenodiscus* MEEK bei.

FISCHER[5]) stellte 1882 für *Amm. Vibrayeanus* die Gattung *Neolobites* auf. v. ZITTEL[6]) nahm mit FISCHER MEEK's *Placenticeras* für die oben genannte erste Gruppe wieder auf und stellte *Engonoceras* als ein Synonym zu *Sphenodiscus*.

DOUVILLÉ[7]) betrachtet *Amm. Pedernalis* als einen *Sphenodiscus* — DE GROSSOUVRE[8]) und KOSSMAT[9]) schliessen sich ihm an — mit wenig zertheilten Loben[10]), es habe dieses Merkmal jedoch

---

[1]) Ueber *Glottoceras attenuatum* HYATT, dessen Zusammenvorkommen mit *Amm. Pedernalis* in der texanischen Kreide HYATT (l. c., p. 372, Fussnote) erwähnt, habe ich bei HILL (A preliminary annoted check list of the Cretaceous Invertebrate fossils of Texas. Geol. Surv. of Texas. Bull., No. 4, 1889) und BOYLE (A catalogue and bibliography of North American Mesozoic Invertebrate. Bull. U. St. geol. Survey, 1893, No. 102) keine Angabe finden können.

[2]) N. Jahrb. f. Min., 1857, p. 816.

[3]) Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. Diese Zeitschr., XXVII, 1875, p. 885, 886.

[4]) Cephalopoden der Hilsbildungen Norddeutschlands. Paläontographica, XXVII, 1880—81, p. 140, 141.

[5]) Manuel de Conchyliologie, p. 389.

[6]) Handbuch d. Paläontologie, I, (2), 1884, p. 451, 452.

[7]) l. c., Cératites de la craie, p. 288.

[8]) Les Ammonites de la Craie supérieure. Mém. p. servir à l'explic. de la carte géol. détaill. de la France, 1893, p. 139, 140.

[9]) l. c., Südind. Kreideformat., p. 171, 192.

[10]) DOUVILLÉ giebt an, dass er sich in dieser Auffassung auf NEUMAYR stütze. Ich vermag nun dieselbe weder aus NEUMAYR's, noch aus NEUMAYR u. UHLIG's oben erwähnten Schriften, wo nur ganz allgemein auf den verwandtschaftlichen Zusammenhang der *Amm.*

nur einen specifischen Werth und sei nicht genügend, um daraufhin eine eigene Gattung aufzustellen. Dieser Anschauung vermag ich mich aus folgenden Gründen — von stratigraphischen hier einstweilen abgesehen — nicht anzuschliessen:

1. Die Externseite von *Sphenodiscus* ist pfeilförmig zugeschärft, die der *Pedernalis*-Gruppe (damit auch *Amm. Pedernalis* selbst) zweikantig abgestutzt.
2. Der Externsattel von *Sphenodiscus* ist durch 2, der der *Amm. Pedernalis*-Gruppe durch 4 Adventivsättel zerspalten. Weiter ist auf den Gegensatz der zerschlitzten Haupt- und gerundeten glatten Hilfssättel von *Sphenodiscus* gegenüber den glatten oder z. Th. seicht eingekerbten Haupt- und den vierseitigen, eingeschnittenen Hilfssättel der *Pedernalis*-Gruppe hinzuweisen (vgl. Textfig. 2 u. 8).
3. *Sphenodiscus* ist ganz oder doch nahezu knotenlos, die *Pedernalis*-Reihe hat Nabelknoten und alternirende, langgestreckte Knoten auf den beiden Externkanten.

Gross ist die äussere Aehnlichkeit der *Pedernalis*-Gruppe mit der Gattung *Placenticeras*, aber auch in diesem Falle bietet die Suturlinie den tiefgreifenden Unterschied (vgl. Textfig. 2 u. 9).

Aus diesem Grunde schliesse ich mich v. Zittel[1]) an, welcher neuerdings den *Amm. Pedernalis* als einen *Engonoceras* bezeichnet.[2])

Demgemäss würde nach den bisher bekannten Arten die Definition der Gattung

Engonoceras Neumayr u. Uhlig, emend. Joh. Böhm

lauten:

Gehäuse scheibenförmig, engenabelt. Externseite zweikantig abgestutzt, häufig mit alternirenden, langgestreckten Knoten verziert. Nabelknoten zitzenförmig; Knoten auf den Flanken spärlich oder fehlend. Der Externsattel durch 4 Adventivloben in 5 ungleich grosse, glatte oder gekerbte Adventivsättel zerspalten. Loben gezähnt. Hilfssättel zahlreich, vierseitig, eingeschnitten. Anwachsstreifen sichelförmig gebogen.

Dieser Diagnose entsprechend, kann *Engonoceras Ismaëli*

Pedernalis-Reihe mit den Amaltheen hingewiesen wird, herauszulesen. Es hätte dann ja auch in der That kaum ein Grund vorgelegen, 2 Gruppen (eben *Sphenodiscus* und *Engonoceras*) neben einander aufzustellen und sie zu einem Theile neu zu benennen.

[1]) Grundzüge der Paläontologie, 1895, p. 408.

[2]) In seiner jüngsten Schrift: A comparation study of the Lower Cretaceous formations and faunas of the United States. Journ. of Geology, V, 1897, p. 605, 606 u. Fussnote, nimmt Stanton die Gattung *Engonoceras* in demselben Sinne auf.

ZITTEL [1]) seiner scharfen Externseite und seiner Lobenlinie wegen, die ich hier (vgl. Textfig. 6) mit Genehmigung des Herrn Geh.

Textfigur 6.



Rath v. ZITTEL wiedergebe, nicht bei dieser Gattung verbleiben. Diese Art dürfte der zugeschärften Externseite und des nur einmal gespaltenen Externsattels wegen wohl zu *Indoceras* NÖTLING gehören. [2])

Es gehören der Gattung *Engonoceras* somit an:

Engonoceras Dumblei CRAGIN [3]) sp. Eagle Ford division.
— *G. Stolleyi* JOH. BÖHM (= *Pedernalis* F. RÖMER z. Th.). ? Eagle Ford division.
— *emarginatum* CRAGIN [4]) sp. Texana bed.
— *belviderense* JOH. BÖHM. Washita division.
— *Hilli* JOH. BÖHM. ? Fredericksburg division.
— *Pedernalis* v. BUCH sp. (= *Pedernalis* F. RÖMER z. Th.) Nach HILL in der Fredericksburg division, nach CRAGIN (l. c., p. 245) (vgl. pag. 103 Fussnote 1), auch in der Washita Stufe (Denison beds).
— *Roemeri* CRAGIN [5]). Alternating beds.
— cf. *Pedernalis* v. BUCH sp. [6]) Oberes Cenoman von Sainte-Croix bei le Mans.
— n. f. cfr. *Vibrayeanum* NEUMAYR u. UHLIG. [7]) Cenoman von Tuffé (Dép. Sarthe).

[1]) Handbuch der Paläontologie, I, (2), 1884, p. 451, Textfig. 631. — Grundzüge der Paläontologie, 1895, p. 408, Textfig. 114.

[2]) NÖTLING, Fauna of the Upper Cretaceous (Maëstrichtien) beds of the Mari Hills, Mazár Dik. Mem. geol. Survey India. Palaeontologia Indica, (16), I, (3), 1897, p. 71.

[3]) l. c., Invertebrate Paleontology Texas Cretaceous, p. 243, t. 44, f. 6.

[4]) Ibid., p. 245.

[5]) Ibid., p. 245, t. 46, f. 1.

[6]) DE GROSSOUVRE, l. c., Ammonites craie sup., p. 140, Textfig. 58.

[7]) Palaeontographica, XXVII, p. 141, Textfig. 9. Die beiden französischen Formen sind bis jetzt nur ungenügend bekannt. Da DE GROSSOUVRE (Ibid., p. 140) auf diese Species nicht Bezug nimmt, ihre Identität mit der vorstehenden Art demnach nicht feststeht, so ist sie hier besonders aufgeführt worden.

BINCKHORST's Vereinigung zweier unter sich sowohl als auch von *Eng. Pedernalis* grundverschiedenen Formen mit der letzt genannten Art, ferner MEEK's irrthümliche Vereinigung eben jener zwei Arten mit *Sphenodiscus lenticularis* OWEN sp. sind nicht ohne nachtheiligen Einfluss auf die Litteratur geblieben, welcher auch durch die Bemühungen von HILL u. DE GROSSOUVRE nicht beseitigt worden ist.

Zuerst identificirte 1857 F. RÖMER mit *Eng. Pedernalis* eine zweite Art[1]), welche durch A. SCHOTT[2]) am Rio Bravo del Norte gesammelt und in einem Exemplar in's kgl. Naturalien-Cabinet zu Stuttgart gelangt war. BINCKHORST schloss sich dem an. HILL[3]) vereinigte sie mit *Amm. pleurisepta* CONRAD. Da BINCKHORST sich in der Darstellung dieser Form nur auf kurze vergleichende Bemerkungen mit einer noch weiterhin zu erwähnenden Maestrichter Form beschränkt und die zeichnerische Wiedergabe bei beiden Autoren nicht exact ist, so kann an dieser Stelle von der Beschreibung des trefflich erhaltenen Exemplares (vgl. Taf. VII, Fig. 1a—c) nicht wohl Umgang genommen werden.

---

[1]) Hierzu schreibt RÖMER: „Am bemerkenswerthesten war mir ein grosses Exemplar des von L. v. BUCH zu einer Gruppe der Kreide-Ceratiten gerechneten *Ammonites Pedernalis* (F. RÖMER, Kreide-Bildungen von Texas, p. 34, t. 1, f. 3a, b, c). Während mir selbst nur unvollständige Exemplare von kaum mehr als 2 Zoll im Durchmesser bei der Aufstellung der Art bekannt gewesen waren, ist dieses Exemplar durchaus wohl erhalten und hat einen Durchmesser von 3½ Zoll. Dasselbe zeigt auch ein Merkmal, welches die mir früher allein bekannten, unvollkommen erhaltenen Stücke nicht wahrnehmen liessen, und welches ohne Zweifel der Art allgemein zukommt, nämlich das Vorhandensein von einzelnen entfernt stehenden und dem Nabel genäherten stumpfen Knoten. Als Fundort des Stückes war auf dem beiliegenden Zettel leider nur „Rio Bravo" ohne nähere Bezeichnung der Localität angegeben." N. Jahrb. f. Min., 1857, p. 816.

[2]) Begleiter des Capt. EMORY auf dessen Expedition nach der mexikanischen Grenze.

[3]) l. c. Check list u. s. w., p. 22.

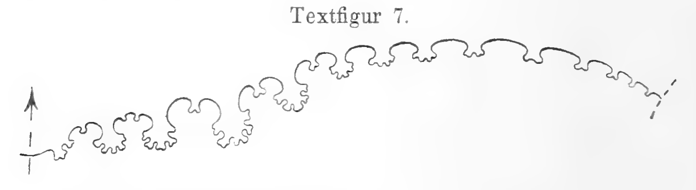
[1]) CONRAD beschrieb (EMORY, Report on the United States and Mexican Boundary Survey, 1857, II, p. 159, t. 15, f. 1) *Ammonites pleurisepta* von Jacun bei Laredo und giebt die Unterschiede von RÖMER's Abbildung des *Eng. Pedernalis* an, führt ihn aber auf der Tafelerklärung als *A. Pedernalis* var. an. In seinen nach Fundorten geordneten Listen giebt CONRAD (l. c. p. 143) nun aber bei *A. Pedernalis* RÖM. nicht Jacun, sondern Rio Bravo del Norte, nahe der Mündung des Puercos river, und Yellow stone an. Dieser Umstand ist wohl BOYLE entgangen, der in seinem Cataloge (l. c., North American Mesozoic Invertebrata, p. 34) unter *Amm. pleurisepta* anführt, dass bei Jacun nur Tertiär vorhanden sei und dieser Ammonit wohl von anderwärts stammen müsse. Es ist hinzuzufügen, dass HILL (l. c., Check list u. s. w., p. 22) das Vorkommen des *Amm. pleurisepta* am Eagle Pass und von a. O. angiebt.

Gehäuse scheibenförmig, involut. Aus dem engen, im Grunde steilen Nabel steigen die Flanken mit mässiger Neigung hervor, bilden eine breite, sanft ansteigende, glatte Fläche, um dann etwa von der Mitte des Umganges zur scharfen Externseite hin rasch zu convergiren. Diese Uebergangsstelle wird durch eine Reihe abgerundeter, radial gestreckter Knoten gekennzeichnet, welche aus ihrer intramedianen Lage zu Anfang des letzten Umganges allmählich gegen das Ende des Umganges hin in eine extramediane rücken. Von den Knoten gehen kurze Rippen aus, die mit leichter Anschwellung in einiger Entfernung vor der Externseite erlöschen. Von einigen wenigen Knoten geht noch eine zweite Rippe aus.

Durchmesser	102 mm
Höhe der letzten Windung	53 „
Dicke	23 „
Nabelweite	7 „

Externlobus breit. Externsattel durch 2 ungleich tiefe, bogig gerundete Adventivloben in 3 Sättel zerspalten. Die Loben werden durch 5 viereckige Einkerbungen gezähnt. Die Adventivsättel sind durch eine ebensolche Einkerbung eingeschnitten, die beiden Aeste bogig gerundet. Eine Ungleichseitigkeit der Sättel ist insofern bemerkbar, als auf der linken Flanke (gegen die Mündung gesehen) der 2., auf der rechten der 3. Adventivsattel dreispaltig sind. Der 1. Lateralsattel liegt etwa in dem äusseren Drittel der Suturlinie. Der 1. und 2. Lateralsattel und -lobus sind wie die Adventivloben und -sättel gebaut. Die erwähnte Knotenreihe hält sich etwa an den 2. Lateralsattel. Die Hilfssättel sind glatt; die ersten zwei bogig, fast so hoch wie breit; die nächsten quer gestreckt, der 4. und 5. gleichgestaltet, dreimal breiter als hoch; die nächsten 5 nehmen rasch an Breite ab. (Textfig. 7.) Die Hilfsloben endigen mit 2 viereckigen Kerben. Die Mündung ist pfeilförmig zugeschärft, ihre grösste Breite liegt in der oberen Hälfte des Querschnittes.

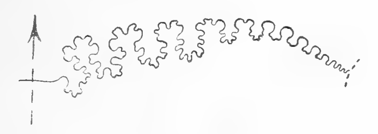
Textfigur 7.



Aus dieser Beschreibung erhellt die Unvereinbarkeit dieser texanischen Species mit *Eng. Pedernalis* v. Buch sowohl als auch mit *Sphenodiscus lenticularis* Owen.; sie ist mit *Amm. pleurisepta* Conrad ident.

Weiterhin identificirte Binckhorst mit *Eng. Pedernalis* und *Sphenodiscus pleurisepta* Conr. sp. eine zweite Form, welche aus der Kreide von Maestricht stammt. Diese ist nach dem Material im kgl. Museum für Naturkunde ein typischer *Sphenodiscus* (vgl. Textfig. 8), jedoch durchaus verschieden von *Sph. pleurisepta*

Textfigur 8.



Conr. wie von *Sph. lenticularis* Owen[1]), wozu Meek sie zog. Binckhorst's Darstellung ist hinzuzufügen, dass bei einem Exemplare einige breitgerundete Rippen am Nabel erscheinen, die jedoch sehr rasch erlöschen. Schon Binckhorst machte darauf aufmerksam, dass das von ihm t. 5d, f. 5a abgebildete Exemplar die Fertigstellung der Kammerscheidewände unterbrochen habe. So ist von der letzten nur der Externsattel angelegt, die vorletzte zeigt noch den 1. Auxiliarlobus und der 16. fehlen vom 3. Hilfslobus incl. an alle folgenden, während die vorhergehende und die folgende Scheidewand vollständig ausgebildet sind. Wahrscheinlich deutet diese mangelhafte Ausbildung der Kammerscheidewände ebenso auf Senilität hin, wie das Windschiefwerden der Wohnkammer bei *Engonoceras*.

Welche Grösse die Maestrichter Art erreicht haben dürfte, zeigt

[1]) *Sph. lenticularis* Owen (Report geol. Survey of Wisconsin, Jowa and Minnesota etc., 1852, p. 195, t. 8, f. 5) stammt von den Fox Hills. Eingehend hat Meek (A report on the Invertebrate Cretaceous and Tertiary fossils. Report U. St. geol. Survey Territories, IX, 1876, p. 473, t. 34, f. 1a—c) diesen Cephalopoden beschrieben. Legt man die hier gegebene Lobenlinie als der typischen Art angehörig zu Grunde, so ist *Sph. lobatus* Tuomey sp., welchen Tuomey (Description of some new fossils, from the Cretaceous rocks of the Southern States. Proceed. Acat. nat. sc. Philadelphia, VII, 1854, 1855, p. 168) von Noxubie county, Mississippi beschrieb und welchen Meek (l. c., p. 473, Textfig. 66) abbildete, als besondere Art aufrecht zu erhalten. Die Hilfssättel des *Sph. lobatus* sind nach einem mir vorliegenden Exemplar von Tippahco abgerundet und erscheinen nur in abgeriebenem Zustande so vierseitig, wie Meek sie zeichnet.

Ferner liegt in dem bisher von New Jersey aufgeführten und von Whitfield (Gasteropoda and Cephalopoda of the Raritan clays and greensand marls of New Jersey. Monogr. U. St. geol. Survey, XVIII, 1892, p. 258, t. 41, f. 8, 9) von eben daher in Bruchstücken abgebildeten *Sph. lenticularis* ein durchaus verschiedener Ammonit vor, der als *Sph. Whitfieldi* n. sp. zu bezeichnen sein möchte.

ein Exemplar, welches Herr Prof. Martin in Leiden die Güte hatte, mir zu übersenden. In dem grauen Feuerstein, welcher der mittleren Abtheilung der Maestrichter Kreide angehört, ist der Abdruck des Umrisses nahezu vollständig, von dem Gehäuse das letzte Viertel, das bis zum Ende noch gekammert ist, erhalten. Bei einem Durchmesser von ca. 120 mm beträgt die Höhe der letzten Windung 72 mm, die Dicke ca. 16 mm. Das Verhältniss des Externsattels zu der Windungshöhe ist dasselbe wie bei dem Originale Binckhorst's. Die Sättel und Loben sind bei der Umwandlung des Gehäuserestes in Hornstein verrundet; es sind noch 11 Sättel erhalten, die im Nabel darauf folgenden sind mit diesem fortgebrochen.

Aus dem „Danien" von Mourens bildete de Grossouvre (l. c., Ammonites craie sup., p. 141, t. 9, f. 4, 6 u. Textfig. 60) Bruchstücke von *Sph. Ubaghsi* de Grossouvre ab und gab der Vermuthung Ausdruck, dass mit dieser Art die von Maestricht ident sein dürfte. Der Externsattel der Maestrichter Type nimmt etwas weniger als die Hälfte der Windung ein (Textfig. 8) (bei einer Höhe derselben von 37 mm entfallen auf ihn c. 15 mm), derjenige von *Sph. Ubaghsi* noch nicht ein Drittel (bei 60 mm Höhe nur 18 mm). Dabei ist die Lobenlinie der französischen Species noch nicht vollständig; wäre sie es, so würde das Verhältniss noch grösser sein.

Da sonach die Maestrichter Art mit *Engonoceras Pedernalis* v. Buch, *Sph. pleurisepta* Conr., *Sph. lenticularis* Owen und *Sph. Ubaghsi* de Grossouvre nicht ident ist, trenne ich sie hiermit als *Sph. Binckhorsti* n. sp. ab.

Zum Dritten führt Gabb[1]) aus der mexikanischen Kreide einen Cephalopoden als *Amm. Pedernalis* v. Buch auf, von welchem er selbst angiebt, dass derselbe sowohl von den Abbildungen bei F. Römer als auch bei Conrad abweiche und eine besondere Varietät bilde. Er hat wie die genannte texanische Art eine zweikantige Externseite. Wenn Gabb jedoch anführt, dass die Suturlinie ident mit den von ihm in der Synonymenliste angezogenen Figuren sei, so ist dem gegenüber darauf hinzuweisen, dass die von v. Buch, F. Römer und Conrad gegebenen Lobenlinien des *Amm. Pedernalis* sehr verschieden unter einander sind.

---

[1]) Paleontology of California, II, 1869, p. 258, t. 35, f. 1. Der Fundort ist Sierra de las Conchas bei Arivecchi, Senora. Nach Hill (The Cretaceous formations of Mexico and their relations to North American geographic development. Am. Journ. of Science, XLV, 1893, p. 312, 313) entspricht das Vorkommen von Arivecchi der Washita-Stufe in Texas.

Zu diesem bemerkt HEILPRIN[1]): „In GABB's figure (Pl. 35, f. 1, 1 a) the folds on the surface are much too numerous and regular; not more than one-half the number appear in the single type-specimen, and they are more in the nature of „swellings“ than true plications. A portion of the inner whorl that is exposed is entirely destitute of these folds, and shows the ceratitic markings very clearly.“ Eine erneute Prüfung dieses Exemplares wird zu ergeben haben, ob es mit *Eng. Pedernalis* v. BUCH oder einer anderen texanischen Species dieser Formenreihe ident oder aber eine selbstständige Art ist. Sie wird weiterhin als *Eng. Gabbi* n. sp.? aufgeführt werden. GABB theilt die Lobenlinie seines Exemplares nicht mit.

Aus dem Vorstehenden ergiebt sich demnach, dass von *Eng. Pedernalis* v. BUCH zu trennen sind:

1. *Ammonites Pedernalis* BINCKHORST (Monogr., t. 5 a[1], f. 1 a, b) Rio del Norte = *Sphenodiscus pleurisepta* CONRAD sp.
2. *Amm. Pedernalis* BINCKHORST (Monogr., t. 5 a[1], f. 2, t. 5 d, f. 5 a—d), Maestricht = *Sph. Binkhorsti* J. BÖHM.
3. *Amm. Pedernalis* GABB (Pal. of California, II, t. 35, f. 1), Arivecchi, Mexico = *Engonoceras Gabbi* n. sp.?

Es erübrigt noch, einen Blick auf die stratigraphische Vertheilung und die geographische Verbreitung der oben angeführten Gattungen zu werfen.

Die Gattung *Engonoceras* ist nach unserer bisherigen Kenntniss eine wesentlich amerikanische Gattung und dort bisher nur aus dem Verbreitungsgebiet der texanischen Kreide bekannt geworden. Hier tritt sie vorwiegend in der unteren Kreide auf, erscheint jedoch auch noch in der oberen Kreide, in den Eagle Ford shales.[2]) HILL's Altersdeutung dieser unteren Kreide als Aequivalente des Gault und Neocom werden von HEILPRIN[3]) im Anschluss an F. RÖMER und von DOUVILLÉ[4]) in Frage gestellt. In Europa ist *Engonoceras* allein aus dem oberen Cenoman bei le Mans bekannt geworden.

---

[1]) The geology and paleontology of the Cretaceous deposits of Mexico. Proceed. Acad. nat. sc. Philadelphia, 1890, p. 451.

[2]) Aus diesen führt HILL (l. c. Check list, p. 52) *Inoceramus labiatus* und *Prionotropis Woolgari* an.

[3]) l. c., Cretac. deposits of Mexico, p. 446, 453—455.

[4]) Dans la région du Texas, RÖMER, M. WHITE et M. HILL nous ont fait connaître un grand nombre de formes intéressantes. D'après les travaux récents de ce dernier géologue, toutes ces espèces, à l'exception du *Radiolites austinensis* (= probablement *Birad. Mortoni*)

Ammonites syriacus v. Buch wird von Hyatt[1]) bei Besprechung seines *Buchiceras bilobatum* und *B. syriaciforme* zum Vergleich herangezogen und als *Buchiceras* angeführt. Douvillé und Kossmat[2]) haben in ausführlicher Erörterung dargelegt, dass „es sich kaum empfehlen wird, den Namen *Buchiceras*, der doch eigentlich nur ein Behelf war, um die früher für zusammengehörig angesehenen Kreide-Ceratiten zu bezeichnen, für sie anzuwenden, und es wird wohl das Beste sein, diesen Namen überhaupt fallen zu lassen." An diesem Ergebnisse kann auch der Umstand, dass Hyatt[3]) den genannten Cephalopoden neuerdings als Typus seiner Gattung ansieht, kaum etwas ändern.

Kräftige Rippen entspringen in spitzen Nabelknoten, ziehen gerade über die Flanken und enden beiderseits der zweikantig abgestutzten Externseite in lang gestreckten, einander gegenüberstehenden Knoten; kräftige Schaltrippen erreichen den Nabel nicht. Mit dem Wachsen des Gehäuses werden die Rippen schwächer; nach Blanckenhorn[4]) „wird dieser Ammonit im Alter meist flacher, verliert seine Rippen und Knoten und wächst die Höhe des Umganges ungleichmässig zu der Dicke." Die Lobenlinie ist unsymmetrisch entwickelt, der Externlobus ist (gegen die Mün-

---

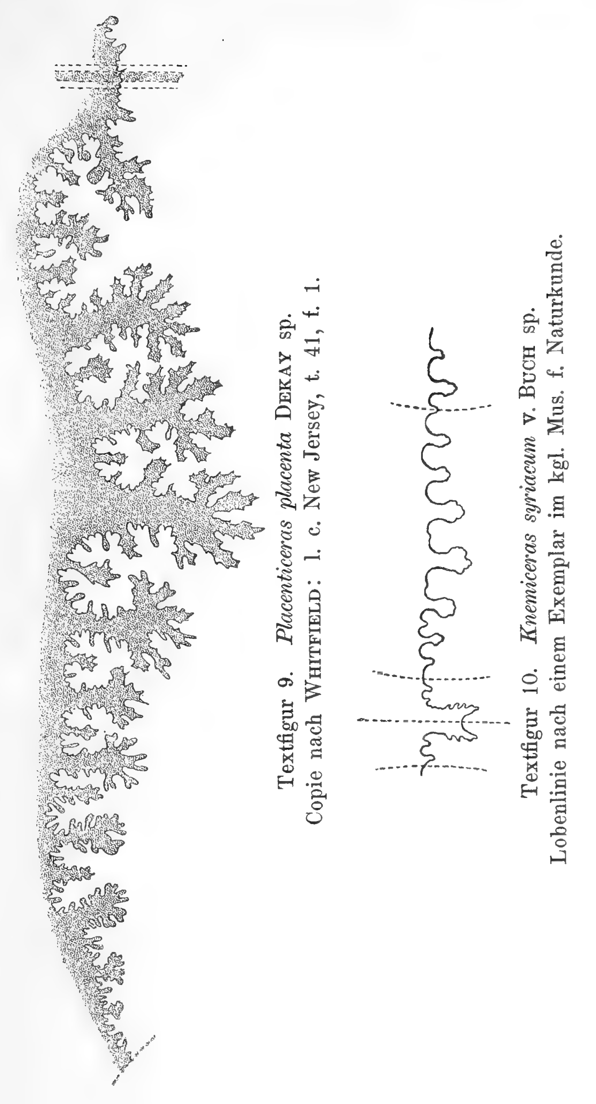
de la Craie supérieure, se rencontrent dans une même couche désignée sons le nom de „Caprina limestone". Il n'y a du reste pas de Caprinidés dans cette couche, mais seulement des Requiénidés (probablement *Apricardia*), des *Monopleura*, de nombreux *Ichthyosarcolithus*, un *Sauvagesia* (décrit d'abord comme Hippurite) et un *Biradiolites* (*B. Davidsoni* Hill); parmi les autres fossiles de ces mêmes couches il faut signaler encore une ammonite, *Sphenodiscus pedernalis*. M. Hill considère ces couches comme inférieures au Gault, par la raison qu'elles sont surmontées par les couches de Washita „qui contiennent de nombreuses espèces ressemblant à celles du Gault d'Europe." Au point de vue purement paléontologique nous serions d'un avis un peu différent: le *Sphenodiscus pedernalis*, ou du moins une forme très voisine, se rencontre en effet en France dans le Cénomanien supérieur; c'est en outre le seul niveau où on ait rencontré des *Sauvagesia* et le reste de la faune avec ses nombreux *Ichthyosarcolithus* rappelle aussi les faunes européennes de cet âge. Il faudrait donc admettre, ou que l'évolution des Rudistes a été plus précoce en Amérique qu'en Europe, ou que le Caprina limestone est d'âge cénomanien; jusqu'à plus ample informé nous préférons admettre cette deuxième solution. Bien entendu les *Hippurites* manquent complètement dans cette assise. Etudes sur les Rudistes. Mém. soc. géol. France. Paléontologie. Mém. No. 6, 1895, p. 229.

[1]) l. c., Jurassic and Cretaceous Ammonites, p. 370, 371.

[2]) l. c., Südind. Kreideform., p. 173.

[3]) Vgl. Stanton, The Colorado Formation and its Invertebrate fauna. Bull. U. St. geol. Survey, No. 106, 1893, p. 169.

[4]) Die Entwickelung des Kreidesystems in Mittel- und Nord-Syrien, 1890, p. 120.



Textfigur 9. *Placenticeras placenta* DEKAY sp.
Copie nach WHITFIELD: l. c. New Jersey, t. 41, f. 1.

Textfigur 10. *Knemiceras syriacum* v. BUCH sp.
Lobenlinie nach einem Exemplar im kgl. Mus. f. Naturkunde.

dung gesehen) auf die linke Seite hinüber gerückt, so dass der nach DOUVILLÉ als erster Adventivlobus aufzufassende Einschnitt auf den letzten Suturlinien eines mir vorliegenden Exemplares von 70 mm Durchmesser auf der rechten Seite noch auf der Externkante, auf der linken Seite schon auf der Flanke selbst liegt.

(In Textfig. 10 kommt diese Unsymmetrie nicht deutlich zum Ausdruck.) Der erste und der zweite Adventivlobus sind nach aussen geneigt. Einem dritten Adventivlobus folgt der erste Laterallobus. Demgemäss ist der Externsattel nicht durch 2, wie bei *Placenticeras,* sondern durch 3 Adventivloben zerspalten. Hierdurch wie durch die nur seichte Einkerbung der Adventivsättel und des 1. Lateralsattels (der 2. Lateralsattel und die Hilfssättel sind glatt) unterscheidet sich *Amm. syriacus* von *Placenticeras placenta*[1]) Dekay; eine Gegenüberstellung der Lobenlinien wird dieses am besten erhärten (Textfig. 9 u. 10). Aus den angegebenen Gründen dürfte daher *Amm syriacum* als Typus einer neuen Gattung: *Knemiceras*, aufzufassen sein.

Die in der Tabelle gegebene Uebersicht in der Vertheilung der Arten beruht auf Litteratur-Zusammenstellung. Dementsprechend kommt auch in ihr die weitere oder engere Umgrenzung derselben Species durch verschiedene Autoren sowie die Unsicherheit bei der Einreihung ausländischer Vorkommen in das in Europa gewonnene Schema zum Ausdruck. So sagt z. B. Jimbō[2]): „Der Versuch, verschiedene Horizonte in der Kreide von Hokkaidō zu unterscheiden, stösst auf grosse Schwierigkeiten. Fast alle Versteinerungen .... kommen mit einander vergesellschaftet vor, und die petrographische Beschaffenheit ist für die Altersfrage ohne Bedeutung.“ Er führt *Placenticeras subtilistriatum* Jimbō in seinen nach Fundorten zusammengestellten Listen sowohl mit *Acanthoceras rhotomagense* (p. 13) als auch mit *Inoceramus digitatus* (p. 15) an.

Die geographische Verbreitung dieser Gattungen erhellt aus nebenstehender Tabelle.

Die genetischen Beziehungen dieser Gattungen (excl. *Indoceras*) sind von Neumayr u. Uhlig sowie v. Zittel, von Douvillé und de Grossouvre, ferner von Kossmat erörtert worden. Die Ersteren stellten sie zu den Amaltheen, die französischen Autoren zu den Hoplitiden. Es sei hier auf die ausführlichen Auseinandersetzungen bei Kossmat[3]) hingewiesen. Es bleibt nur

---

[1]) Der Typus von *Placenticeras placenta* Dekay stammt aus den Kreideschichten von New Jersey. Diesen hat jüngst Whitfield (l. c., New Jersey, p. 255, t. 40, f. 1 u. t. 41, f. 1, 2) eingehend neu beschrieben. Er weist auf die Unterschiede zwischen dieser und der von Meek (l. c., Invertebrate Palaeont., p. 466, Textfig. 65) als *Pl. placenta* aus der Fort Pierre Group beschriebenen Art hin, welch' letztere ich von jener als *Pl. Meeki* n. sp. abtrenne.

[2]) Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō. Paläont. Abhandl., VI, 1894.

[3]) l. c., Südind. Kreideformat., p. 173, 174.

(Zu pag. 200.)

[1]) Cragin (l. c. Invert. Paleont. Texas Cretac., p. 245) führt diese Species aus den Denison beds ohne eingehendere Beschreibung und ohne Abbildung auf.

[2]) Gabb, Description of a collection of fossils, made by Doctor Antonio Raimondi in Peru. Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, (2), VIII, 1874—81, p. 264, t. 36, f. 1a, b.

[3]) Whitfield, l. c.., New Yersey, p. 257, t. 41, f. 10, 11.

[4]) — Ibid., p. 255, t. 40, f. 1; t. 41, f. 1, 2.

[5]) Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontographica, XXI, p. 51. t. 15, f. 6—8.

[6]) Meek, l. c., Invert. Cret. and Tert. fossils, p. 468, t. 23, f. 1a—c. Fort Pierre Group.

[7]) Romanofski, Materialien zur Geologie von Turkestan, II, 1884, p. 134, t. 1.

[8]) Ibid., p. 134, t. 2 u. t. 3, f. 1a.

[9]) de Grossouvre unterscheidet l. c., Ammonites craie sup., p. 133:

Pl. syrtale Morton var. *Milleri* v. Hauer.
— Mort. typ.
— Mort. var. *Guadaloupae* F. Röm.
— Mort. var. *quadrata* de Grossouvre.

Nach Peron (Les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. Mém. soc. géol. France, No. 17, 1896, p. 55) entspricht die algerische Form der von de Grossouvre's auf t. 5, f. 2 abgebildeten Art, die tunesische der var. *Guadaloupae* Röm.

[10]) Kossmat, l. c., Südind. Kreideformat., p. 174, t. 22, f. 1.

[11]) Ueber die Unsicherheit des Alters dieser Species vgl. das auf pag. 200 dieses Aufsatzes bei Jimbō Gesagte.

[12]) l. c., Ammonites craie sup., p. 124, t. 5, f. 1, 2 u. Textfig. 52. — Fritsch (Die Chlomeker Schichten. Archiv naturw. Landesdurchforsch. Böhmen, X, p. 36) bezweifelt, dass die böhmischen Exemplare des *Pl. d'Orbignyanum* Gein. zu *Pl. Fritschi* gehören, wie de Grossouvre angiebt.

[13]) Peron, l. c., Ammonites de l'Algérie, p. 56, t. 9, f. 3 — 7; t. 17, f. 8.

[14]) Stanton, l. c., Colorado formation, p. 169, t. 39, f. 1—3.

[15]) Laube u. Bruder, Ammoniten der böhmischen Kreide. Palaeontographica, XXXIII, 1887, p. 221, t. 23.

[16]) Cragin, l. c., Invert. Paleont. Texas Cretac., p. 237.

[17]) Peron, Description des mollusques fossiles des terrains crétacés de la région Sud des Hauts-plateaux de la Tunisie, 1889/90, p. 19, t. 16, f. 3—7.

[18]) l. c., Südind. Kreideformat., p. 176, t. 20, f. 8.

Pl. ollonense Gabb, das Kossmat anführt, ist nach Gabb, l. c., Peru, p. 312, nur ein Bruchstück und fraglich aus der Kreide, daher nicht mit aufgenommen.

[19]) Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal, I. Comm. travaux géol. Portugal, p. 4, t. 2, f. 3—5.

[20]) Études sur la faune des couches du gault de Cosne (Nièvre). Mém. soc. paléont. Suisse, IX, 1882, p. 7, t. 1.

[21]) l. c., Ammonites craie sup., p. 143, Textfig. 61.

[22]) Nötling, l. c., Mari Hills, p. 76, t. 21, f. 3.

[23]) Kossmat, l. c., Südind. Kreideformat., p. 177, t. 22, f. 2.

[24]) de Grossouvre, l. c., Ammonites craie sup., p. 140, Textfig. 59 und Peron, l. c., Ammonites de l'Algérie, p. 34, t. 4, f. 2, 3; t. 17, f. 4, 4 bis u. 7. Peron unterscheidet unter seinem Material 2 Reihen, von denen die eine in's obere Cenoman gehöre, die andere wohl aus dem Unter-Senon stamme. Er nimmt an, dass *Sph Requieni* während mehrerer auf einander folgender Perioden gelebt habe. Uebrigens gehöre die französische Form nicht in's Angoumien, wie de Grossouvre angiebt, sondern in's Ligérien.

[25]) Peron, l. c., Ammonites de l'Algérie, p. 37. Fundort nicht näher bekannt, wahrscheinlich aus turonen Schichten.

[26]) Nötling, l. c., Mari Hills, p. 74, t. 21, f. 2; t. 22, f. 1—3; t. 23, f. 1, 2.



(Zu pag. 200.)

	Engonoceras 4 Adventivloben.	*Knemiceras* 8 Adventivloben.	*Placenticeras* 2 Adventivloben.	*Sphenodiscus* 2 Adventivloben.	*Indoceras* 1 Adventivlobus.
Senon.			*telifer* MORTON sp.[3]) *placenta* DEKAY[4]) *Meeki* JOH. BÖHM *bidorsatum* F. RÖM.[5]) *placenta* var. *intercalaris* MEEK[6]) cf. *placenta* var. *intercalaris* MEEK[7]) *kharesmense* ROMANOFSKY[8]) *syrtale* MORTON[9]) *tamulicum* BLANF.[10]) *subtilistriatum* JIMBŌ[11]) *Fritschi* DE GROSS.[12]) *Prudhommei* PERON[13])	*lobatus* TUOMEY *Whitfieldi* JOH. BÖHM. *Binckhorsti* JOH. BÖHM *Rutoti* DE GROSS.[21]) *Ubaghsi* DE GROSS. *acutodorsatus* NÖTL.[22]) *pleurisepta* CONRAD sp. *Siva* FORBES[23]) *lenticularis* OWEN sp.	*baluchistanense* NÖTLING[26]) *Ismaëli* ZITTEL.
Turon	*Dumblei* CRAGIN sp. *G. Stolleyi* JOH. BÖHM.		*placenta* DEKAY?[14]) *Memoria - Schloenbachi* LAUBE[15]) *syrtale* MORT. var. *Cumminsi* CRAGIN[16])	*Requieni* D'ORB. sp.[24]) cfr. *Requieni*[25])	
Cenoman.	cfr. *Pedernalis* (V. BUCH sp.) DE GROSSOUVRE sp. n. f. NEUMAYR u. UHLIG aff. *Vibrayeanum* D'ORB. *belviderense* JOH. BÖHM *Pedernalis* (RÖM.) CRAGIN[1]) sp. *Hilli* JOH. BÖHM *Pedernalis* V. BUCH sp. *emarginatum* CRAGIN sp. *Roemeri* CRAGIN sp. *Gabbi* n. sp.?	*syriacum* V. BUCH sp. *attenuatum* HYATT sp.[2])	*saadense* THOMAS et PERON[17]) *Warthi* KOSSMAT[18]) *Uhligi* CHOFFAT[19])		
Gault.			*Ebrayi* DE LORIOL[20])		

[1]) CRAGIN (l. c. Invert. Paleont. Texas Cretac., p. 245) führt diese Species aus den Denison beds ohne eingehendere Beschreibung und ohne Abbildung auf.

[2]) GABB, Description of a collection of fossils, made by Doctor ANTONIO RAIMONDI in Peru. Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, (2), VIII, 1874–81, p. 264, t. 36, f. 1a, b.

[3]) WHITFIELD, l. c., New Yersey, p. 257, t. 41, f. 10, 11.

[4]) — Ibid., p. 255, t. 40, f. 1; t. 41, f. 1, 2.

[5]) SCHLÜTER, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontographica, XXI, p. 51. t. 15, f. 6–8.

[6]) MEEK, l. c., Invert. Cret. and Tert. fossils, p. 468, t. 23, f. 1a–c. Fort Pierre Group.

[7]) ROMANOFSKI, Materialien zur Geologie von Turkestan, II, 1884, p. 134, t. 1.

[8]) Ibid., p. 134, t. 2 u. t. 3, f. 1a.

[9]) DE GROSSOUVRE unterscheidet l. c., Ammonites craie sup., p. 133:
Pl. syrtale MORTON var. *Milleri* v. HAUER.
— MORT. typ.
— MORT. var. *Guadaloupae* F. RÖM.
— MORT. var. *quadrata* DE GROSSOUVRE.

Nach PERON (Les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. Mém. soc. géol. France, No. 17, 1896, p. 55) entspricht die algerische Form der von DE GROSSOUVRE's auf t. 5, f. 2 abgebildeten Art, die tunesische der var. *Guadaloupae* RÖM.

[10]) KOSSMAT, l. c., Südind. Kreideformat., p. 174, t. 22, f. 1.

[11]) Ueber die Unsicherheit des Alters dieser Species vgl. das auf pag. 200 dieses Aufsatzes bei JIMBŌ Gesagte.

[12]) l. c., Ammonites craie sup., p. 124, t. 5, f. 1, 2 u. Textfig. 52. – FRITSCH (Die Chlomeker Schichten. Archiv naturw. Landesdurchforsch. Böhmen, X, p. 36) bezweifelt, dass die böhmischen Exemplare des *Pl. d'Orbignyanum* GEIN. zu *Pl. Fritschi* gehören, wie DE GROSSOUVRE angiebt.

[13]) PERON, l. c., Ammonites de l'Algérie, p. 56, t. 9, f. 3–7; t. 17, f. 8.

[14]) STANTON, l. c., Colorado formation, p. 169, t. 39, f. 1–3.

[15]) LAUBE u. BRUDER, Ammoniten der böhmischen Kreide. Palaeontographica, XXXIII, 1887, p. 221, t. 23.

[16]) CRAGIN, l. c., Invert. Paleont. Texas Cretac., p. 237.

[17]) PERON, Description des mollusques fossiles des terrains crétacés de la région Sud des Hauts-plateaux de la Tunisie, 1889/90, p. 19, t. 16, f. 3–7.

[18]) l. c., Südind. Kreideformat., p. 176, t. 20, f. 8.

Pl. ollonense GABB, das KOSSMAT anführt, ist nach GABB, l. c., Peru, p. 312, nur ein Bruchstück und fraglich aus der Kreide, daher nicht mit aufgenommen.

[19]) Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal, I. Comm. travaux géol. Portugal, p. 4, t. 2, f. 3–5.

[20]) Études sur la faune des couches du gault de Cosne (Nièvre). Mém. soc. paléont. Suisse, IX, 1882, p. 7, t. 1.

[21]) l. c., Ammonites craie sup., p. 143, Textfig. 61.

[22]) NÖTLING, l. c., Mari Hills, p. 76, t. 21, f. 3.

[23]) KOSSMAT, l. c., Südind. Kreideformat., p. 177, t. 22, f. 2.

[24]) DE GROSSOUVRE, l. c., Ammonites craie sup., p. 140, Textfig. 59 und PERON, l. c., Ammonites de l'Algérie, p. 34, t. 4, f. 2, 3; t. 17, f. 4, 4 bis u. 7. PERON unterscheidet unter seinem Material 2 Reihen, von denen die eine in's obere Cenoman gehöre, die andere wohl aus dem Unter-Senon stamme. Er nimmt an, dass *Sph Requieni* während mehrerer auf einander folgender Perioden gelebt habe. Uebrigens gehöre die französische Form nicht in's Angoumien, wie DE GROSSOUVRE angiebt, sondern in's Ligérien.

[25]) PERON, l. c., Ammonites de l'Algérie, p. 37. Fundort nicht näher bekannt, wahrscheinlich aus turonen Schichten.

[26]) NÖTLING, l. c., Mari Hills, p. 74, t. 21, f. 2; t. 22, f. 1–3; t. 23, f. 1, 2.



	Süd-Amerika	N.-Amerika. Innere Region	Texan. Region	Atlant. Region	Frankreich	Norddeutschland	Alpen	Spanien	Algerien, Tunis	Aegypten	Syrien	Turkestan	Mari Hills	Trichonopoly	Pondicherry
Engonoceras . .			—		—										
Knemiceras . . .	—										—				
Placenticeras . .		—	—	—	—	—	—	—	—			—		—	
Sphenodiscus . .		—	—	—	—	—			—				—		—
Indoceras . . .										—			—		

noch zu erwähnen, dass zwischen den *Placenticeras*-Arten und dem aus der Wolga-Stufe stammenden *Amm. Balduri* KEYSERLING einerseits, zwischen den *Sphenodiscus*-Arten und dem neocomen *Amaltheus (Oxynoticeras) heteropleurus* NEUMAYR u. UHLIG andererseits Zwischenglieder nicht bekannt sind.

Briefliche Mittheilungen.

1. Ueber junge Hebungen.

Von Herrn C. OCHSENIUS.

Marburg, den 11. Februar 1898.

1886 im Bd. XXXVIII d. Zeitschr., p. 767 habe ich in dem Aufsatze „Ueber das Alter einiger Theile der südamerikanischen Anden“ gesagt, dass das Becken des Titicacasees mit seinem wässerigen Inhalt und seiner marinen Fauna in Folge der Hebungen dort vom Ocean abgetrennt sein müsse, weil mehrere Arten von *Allorchestes* im See leben, deren nächste Verwandte nur noch in dem jetzt 30—40 deutsche Meilen entfernten grossen Ocean existiren; die haben sich also dem Süsswasser accomodirt.

An der Erklärung des Thatbestandes musste ich mir viele Zweifel gefallen lassen.

Jetzt lese ich nun den Bericht über den Anfang eines solchen Vorganges, der auszugsweise im Zool. Centralblatt, III, p. 918 den Meddel. Soc. Fauna Flora Fenn. entnommen ist und wie folgt besagt:

„Eine Abart unseres Härings, der Strömling (*Clupea harengus* var. *membras* L.), findet sich nach der Angabe O. M. REUTER's an drei verschiedenen Stellen der südwestlichen Schären Finnlands im Süsswasser. In drei Seen, welche früher Meerbusen waren, seit mehreren Jahrzehnten aber vom Meere abgeschlossen sind und nur noch einen äusserst geringen Salzgehalt zeigen, kommen sie in so grosser Menge vor, dass sie eine regelmässige Befischung veranlassen. In letzter Zeit haben sie freilich an Zahl etwas abgenommen. Ihr Fettgehalt ist sehr erheblich, hindert sie jedoch keineswegs an der Fortpflanzung.“

Da liegt also die Abtrennung von Wasserbecken mit gesammtem Inhalt vom Ocean durch Hebung den Augen von Beob-

achtern vor und braucht nur auf die Titicacaregion angewandt zu werden.

Hierhin passt als Schlusssatz noch die Notiz, dass E. Kayser, der als Mitglied des letzten internationalen Geologen-Congresses von Petersburg aus den Kaukasus bereist und studirt hat, dabei zu der Ueberzeugung gelangt ist, dass dieses Gebirge auch erst in quartärer Zeit aufgethürmt wurde. Mag dieser Ausspruch sich nun auf das Ganze oder nur auf Theile desselben beziehen, jedenfalls bestätigt er meine Behauptungen über junge, sehr junge Hebungen in unserer Erdrinde in vollstem Maasse.

---

2. Ueber das fossile Trittpaar im Tertiär des badischen Oberlandes.

Von Herrn G. Boehm.

Freiburg i. Br., den 18. März 1898.

Im Freiburger Universitäts-Festprogramm zum 70. Geburtstag Seiner Königl. Hoheit des Grossherzogs Friedrich 1896 habe ich Thiertritte aus dem Oligocän des badischen Oberlandes beschrieben. Ich wies l. c., p. 235 darauf hin, dass bei der Deutung „auch dreizehige Hufthiere zu berücksichtigen wären und zwar um so mehr, als es deren im Tertiär in Menge gab.“ Um hierüber in's Klare zu kommen, ersuchte ich die Direction des zoologischen Gartens in Basel um eine Stapfe vom Hinterfusse eines *Tapirus americanus*. Die erste, die ich bekam, war so schwach, dass ich bat, eine neue herzustellen und hierbei vor Allem darauf zu achten, dass das Thier tief einträte, damit auch der Ballen möglichst zum Abdruck käme. Ich erhielt darauf eine zweite Stapfe, die l. c. dargestellt ist. Dieselbe schien mir mit den fossilen Tritten keine Aehnlichkeit zu haben, deshalb nicht, weil, im Gegensatz zu dem tertiären Funde, von einem Ballenabdruck nichts zu sehen war. Ich kam schliesslich zu dem Ergebnisse, dass es „bis auf Weiteres“ „vielleicht wahrscheinlich“ sei, dass das fossile Trittpaar l. c., p. 232, f. 1 am ehesten von einem Vogel herrühre.

Nach dem Erscheinen meiner Arbeit theilte mir Herr Döderlein in Strassburg i. E. freundschaftlichst mit, dass er — gerade nach meiner Darstellung des Thiertritts, p. 235 — das oligocäne Vorkommen einem Perissodactylen zuschreiben möchte. Hierfür schiene ihm der ganze Habitus zu sprechen. Er glaube auch in jener Zeichnung den Ballenabdruck zu sehen. Von letzterem ist auf dem Original - Gypsausguss thatsächlich nichts zu beobachten. Immerhin erschienen mir die Einwände des Herrn Döderlein so gewichtig, dass ich beschloss, die Herstellung des bezüglichen Tapirtritts persönlich zu bewirken. Nach einiger Mühe glückte es, im zoologischen Garten in Basel, je eine gute Stapfe vom männlichen und vom weiblichen Thiere zu erhalten. Ich bringe zunächst die erstere zur Darstellung (s. pag. 205).

Wie man sieht, zeigt die normale hintere Stapfe eines Tapirs allerdings einen Ballen. Es entsteht die Frage, wie der ballenlose Tritt l. c., p. 235, f. 2 zu Stande gekommen ist. Man theilte mir in Basel mit, dass dieser letztere in dem Augenblicke getreten wurde, als das Thier sich aus dem höher gelegenen

Figur 1.

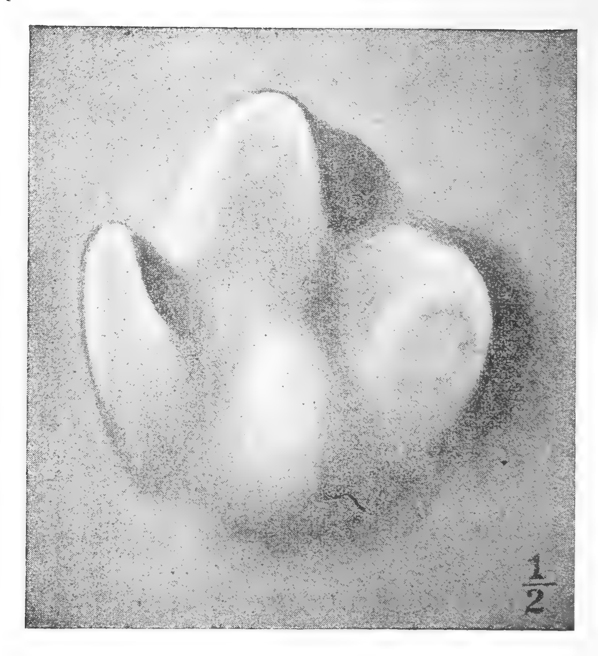


Tapirus americanus L. ♂ ½ nat. Grösse.
Durch den Spiegel gezeichneter Gypsausguss der Stapfe des linken Hinterfusses.
Vom lebenden Thiere in mit Oel verdünntem Plastilin getreten.
Zoologischer Garten in Basel.

Stall in das tiefer gelegene Gehege (den Laufraum) begab. Hierbei ist die Sohle nach abwärts gerichtet, und dadurch kamen zwar die Hufe, nicht aber der Ballen zum Abdruck. Die vorliegende Abbildung Fig. 1 und die Darstellung l. c., p. 235 sind von demselben Individuum. Fig. 2 rührt von einem weiblichen *Tapirus americanus* her und ist — auch abgesehen von der Grösse — wiederum etwas abweichend. Man sieht, dass man bei der Deutung von Fährten gar nicht vorsichtig genug sein kann. Die Gangart, der Zustand des Thieres, die Beschaffenheit und Neigung des Bodens spielen eben eine grosse Rolle.

Herr Döderlein ist der Ansicht, dass beim Tapir „das Verhältniss der Entfernungen der drei Hufe von einander sehr charakteristisch“ sei. Es „ähnelt dem des fossilen Tritts durchaus. Die grosse Familienähnlichkeit liegt darin, dass die

Figur 2.



Tapirus americanus L. ♀ 1/2 nat. Grösse.
Weitere Angaben wie bei Fig. 1.

ganze Stapfe etwa ebenso lang ist, wie breit. Dazu kommt, dass die einzelnen Zehen verhältnissmässig sehr breit sind". Unter den mir bekannten Fährten lebender Thiere — schreibt mir Herr Döderlein — sind die des Tapirs die einzigen, welche mit den in Rede stehenden oligocänen Tritten eine unverkennbare Aehnlichkeit haben. Die fossilen Stapfen deuten auf Thiere, deren Füsse den Zustand der Hinterfüsse des lebenden Tapirs haben.

Ich bin der Sache vorläufig noch nicht so ganz sicher. Immerhin sehen die obigen Darstellungen meiner Abbildung l. c., p. 232, f. 1 weit ähnlicher, als dem Tritt von *Syrrhaptes paradoxus*, l. c., p. 238, f. 6. Mit dieser Erkenntniss möchte ich aber auch den schwerfälligen Namen *Ornithoidichnites* fallen lassen. Ich nehme die von Pabst[1] vorgeschlagene, allgemeine Bezeichnung *Ichnium* an und nenne jenes oligocäne Trittpaar

Ichnium badense.

[1]) Vgl. diese Zeitschr., 1895, 1896.

3. Berichtigung eines geologischen Irrthums.

Von Herrn R. A. Philippi.

Santiago, den 27. März 1898.

Herr Dr. Neger sagt in einem sehr lesenswerthen Aufsatz: „Die Araucarien-Wälder in Chile und Argentinien" Folgendes: „Die *Araucaria imbricata* bewohnt in den hohen Anden einen schmalen Gürtel von ca. 80 km Breite und etwa 250 km Länge. Fürwahr ein trauriger Rest, wenn man in Erwägung zieht, dass das uralte Geschlecht der Araucarien in früheren Epochen wahrscheinlich eine dominirende Stellung in den Gebirgsgegenden Süd-Americas eingenommen hat. Im Nationalmuseum zu Santiago (Chile) werden Abdrücke von beblätterten Araucarien-Zweigen aufbewahrt, welche aus der Puna von Atacama stammen. Angenommen, es handelt sich hier um die gleiche Art, wie die heutzutage in Araucanien wachsende, so würde sich für die damalige Zeit ein 5 bis 6 Mal grösseres Areal in N-S-Richtung ergeben. Diese Erscheinung würde zu dem pflanzengeographisch interessanten Schluss berechtigen, dass die hohe Cordillere in früheren Perioden noch viel mehr denn heutzutage als Brücke für die Wanderung der gemässigten Formen gedient und diese Eigenschaft in Folge der momentan bestehenden klimatischen Verhältnisse zum Theil eingebüsst hat."

Die Ansicht, dass in früheren Zeiten in der Gegend, wo jetzt die 3—4000 m hohe Puna Boliviens ist, Araucarien-Wälder existirt haben, und dass diese Bäume vom südlichen Chile aus über die Cordillere dahin gewandert seien, ist vollkommen hinfällig, da sie auf einem doppelten, thatsächlichen Irrthum beruht, dessen Schuld übrigens nicht auf Herrn Dr. Neger, sondern auf ganz andere Personen fällt. Die Ueberreste der *Araucaria,* welche im Museum von Santiago vorhanden sind, und auf welche sich Dr. Neger bezieht, sind nicht von der Hochebene Boliviens, sondern nach Angabe der sie begleitenden Etikette aus einer Grube des Silberbergwerks von Huantajaya — Huantajaya liegt nahe am Meer bei Iquique —, aber diese Angabe ist falsch. Sie stammen aus dem südlichen Chile und zwar von Los Anjeles, das in geringer Entfernung südlich vom Vulkan von Antuco liegt. Die Sache verhält sich folgendermaassen. Als Chile die Pariser Weltausstellung von 1893 beschicken wollte, wurden die dahin zu sendenden Gegenstände vorher in unserem Museum ausgestellt. Als ich den Saal besuchte, welcher die Producte des Mineralreiches enthielt, fielen mir mehrere grosse, graue Stücke

auf, in denen weisse Versteinerungen lagen, die auf den ersten Blick der Wirbelsäule von Fischen mit daran hängenden Gräten ähnlich sahen; sah man etwas genauer zu, so erkannte man, dass es Pflanzenreste sein mussten. Ich bat, mir eines dieser Stücke für das Museum zu überlassen, erhielt es aber nicht, weil ich sie alle erhalten sollte, wenn die ausgestellten Gegenstände von Paris zurückgekommen sein würden. Dies ist auch geschehen. Als ich nun ein Stück in die Hände nahm, fiel mir sogleich auf, dass das graue Gestein nichts anderes war, als ein verhärteter vulkanischer Aschenregen. Es enthielt Lavabröckchen bis zur Grösse einer Linse; es war ein normaler, vulkanischer Tuff, wie ich deren am Vesuv, am Aetna, auf den Liparischen Inseln, auf Ischia, den phlegräischen Feldern und in der Rocca Monfina zur Genüge gesehen habe. Das Gestein konnte also unmöglich aus einem Bergwerke von Huantajaya sein, da das dortige Gebirge ein secundärer, grauer, versteinerungsführender Kalk ist. Aber die Etikette besagte, die räthselhaften Versteinerungen seien von dort, und gab sogar den Namen der Grube an, aus der sie stammten. Um hinter die Sache zu kommen, schrieb ich an den Administrator derselben, der mich aber keiner Antwort gewürdigt hat, und zweitens an den Professor Luis Ladislao Zegers, der Secretär der Ausstellungs-Commission gewesen war. Dieser antwortete mir, die Angabe des Fundorts sei ganz richtig. Die Angabe war offenbar falsch, aber ein glücklicher Zufall gab mir über den Fundort Gewissheit. Ein Jahr oder länger war vergangen, seitdem diese sonderbaren Versteinerungen in den Besitz des Museums gekommen waren, als mich Herr Möhrle, Lehrer der deutschen Schule von Los Anjeles und Professor am dortigen Lyceum, besuchte und mich unter Anderem auch fragte, ob ich die versteinerten Araucarien-Zweige erhalten habe, die von Los Anjeles für die Pariser Weltausstellung nach Santiago geschickt seien. Nun hatte ich den wahren Fundort. Ich erfuhr auch von ihm, sie seien unter der Trocha gefunden, einem dort weit verbreiteten hellen Gestein, das wohl vulkanischen Ursprungs ist. Die *Araucaria*, von deren Resten die Resten die Rede ist, war sehr verschieden von der lebenden *Araucaria imbricata*, sie hatte viel breitere und kürzere Blätter und gehörte unstreitig der Tertiär-Periode an; ihre Reste beweisen wohl, dass zu jener Zeit dort ein ähnliches Klima existirte, wie jetzt, und dass auch schon Vulkane, ganz ähnlich wie die heutigen, thätig waren. Ich habe diese *Araucaria* abgezeichnet und beschrieben, kann aber bei meiner Blindheit die Abbildung und Beschreibung jetzt nicht mehr finden.



Erklärung der Tafel I.

Figur 1. Plagioklas mit gebogenen Lamellen, bei gekreuzten Nikols (sekundäre Zwillingsbildung durch Druck); Gabbro von Antiochia. Vergr. VOIGT & HOCHG. Ok. II, Obj. 4. — pag. 99.

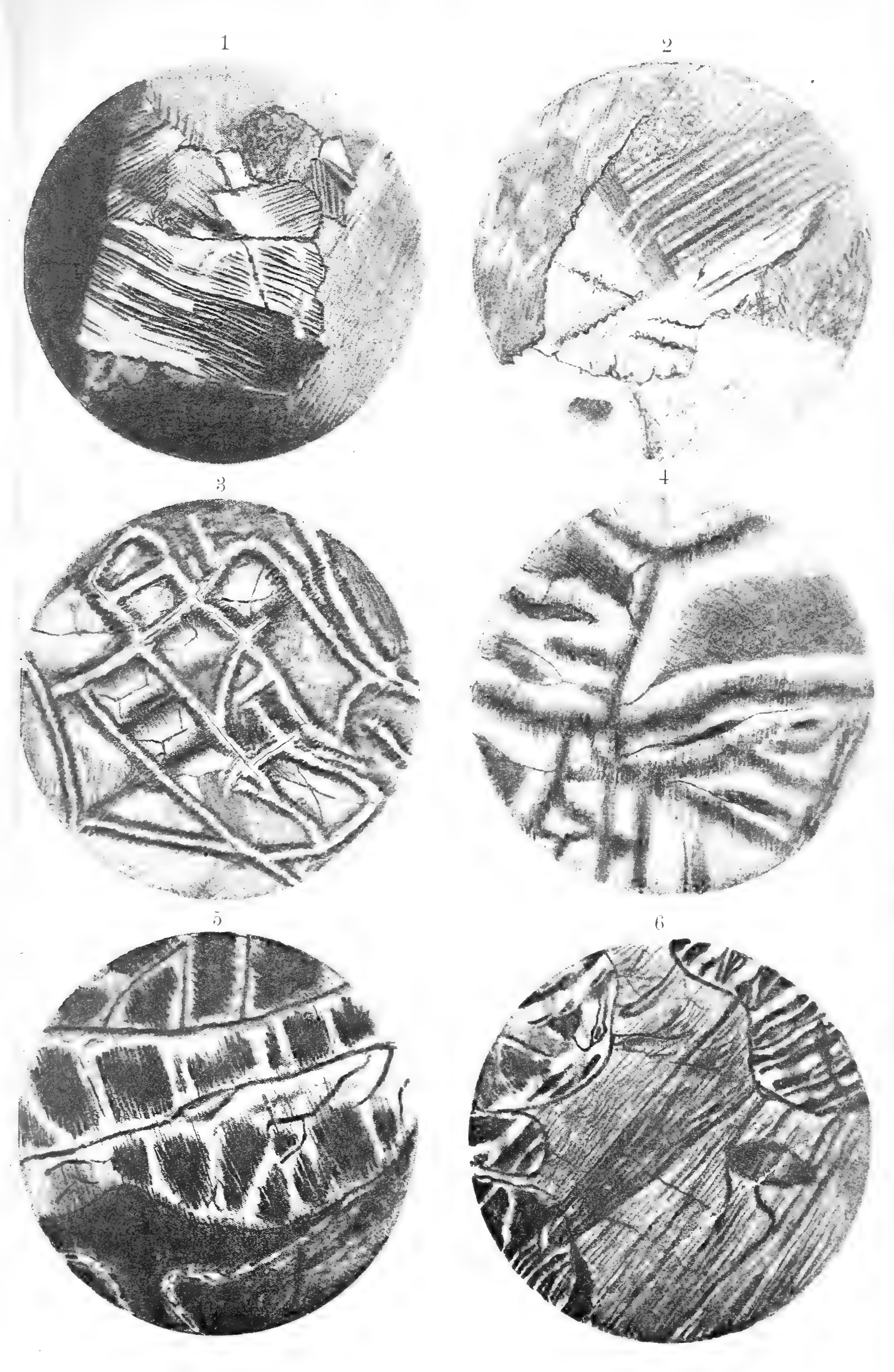
Figur 2. Dasselbe; in einem Gabbrogerölle vom Kurdengebirge (westlich von Kartal). Ok. II, Obj. 4. — pag. 103.

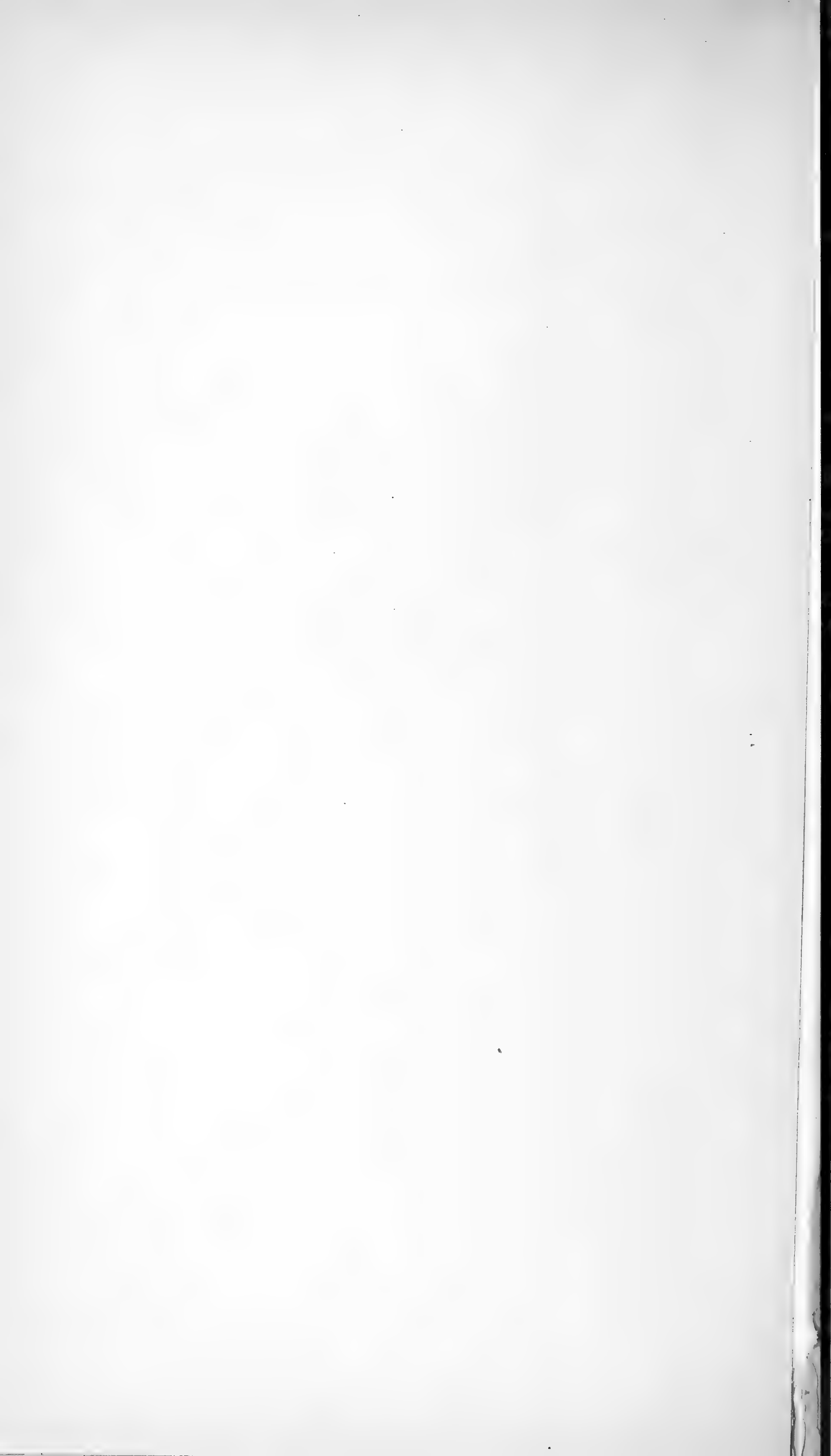
Figur 3. Pseudomaschenstructur, bei gekreuzten Nikols; Serpentin vom Kurdengebirge. Ok. II, Obj. 3. — pag. 110.

Figur 4. Pseudomaschenstructur mit dunkelen Balken, bei gekreuzten Nicols; Serpentin vom Kurdengebirge. Ok. II, Obj. 4. — pag. 110.

Figur 5. Uebergang des durch Pseudomaschennetz charakterisirten Serpentin in parallelfaserigen Metaxit, bei gekreuzten Nikols; Serpentin vom Kurdengebirge. Ok. II, Obj. 4. — pag. 111.

Figur 6. Umwandlung des Feldspaths; am Rande Olivinserpentin; Zwickelstructur, bei gekreuzten Nikols; Serpentin von Lādkīje. Ok. II, Obj. 3. — pag. 121.


1
2
3
4
5
6





Erklärung der Tafel II.

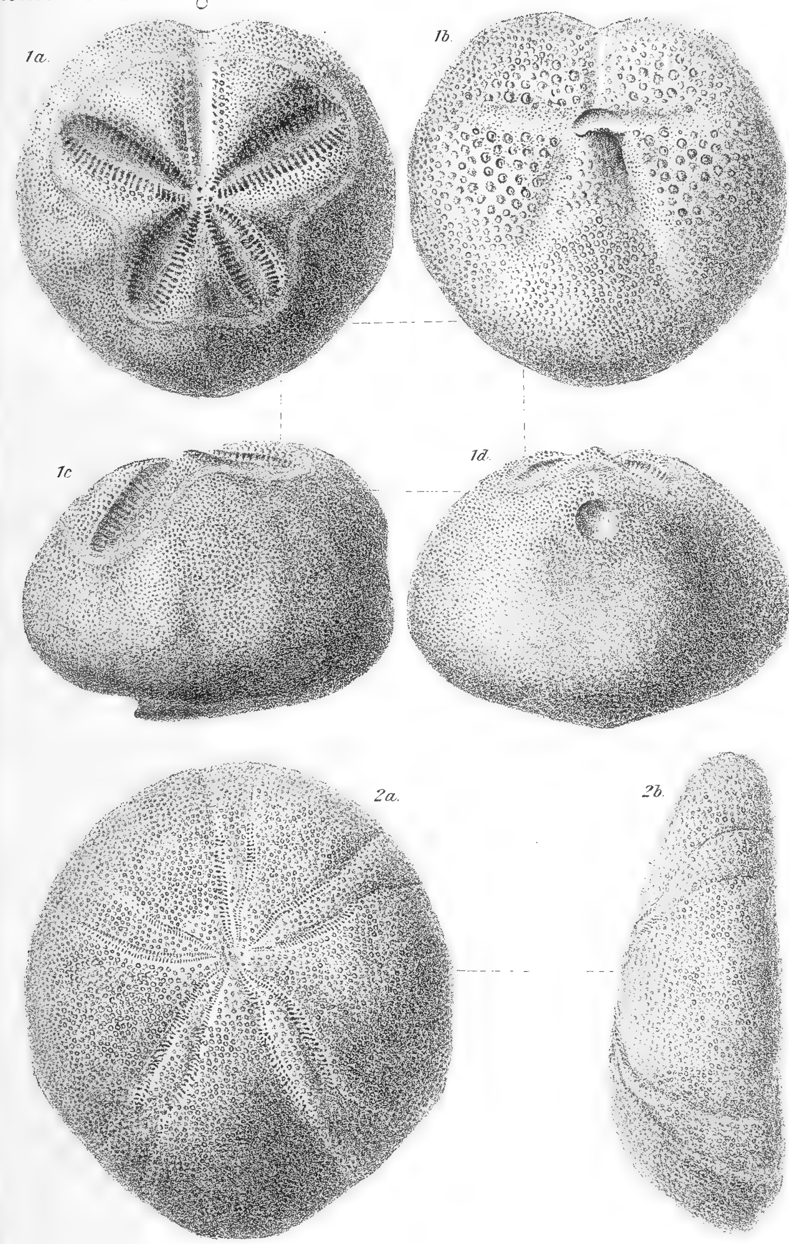
Figur 1. *Linthia pulcinella* Oppenh. S. Floriano bei Verona. Mittel-Eocän. — pag. 155.

Fig. 1a von oben,
Fig. 1b von unten,
Fig. 1c von der Seite,
Fig. 1d von hinten gesehen.

Figur 2. *Echinolampas Eberti* Oppenh. Doberg bei Bünde. Ober-Oligocän. — pag. 150.

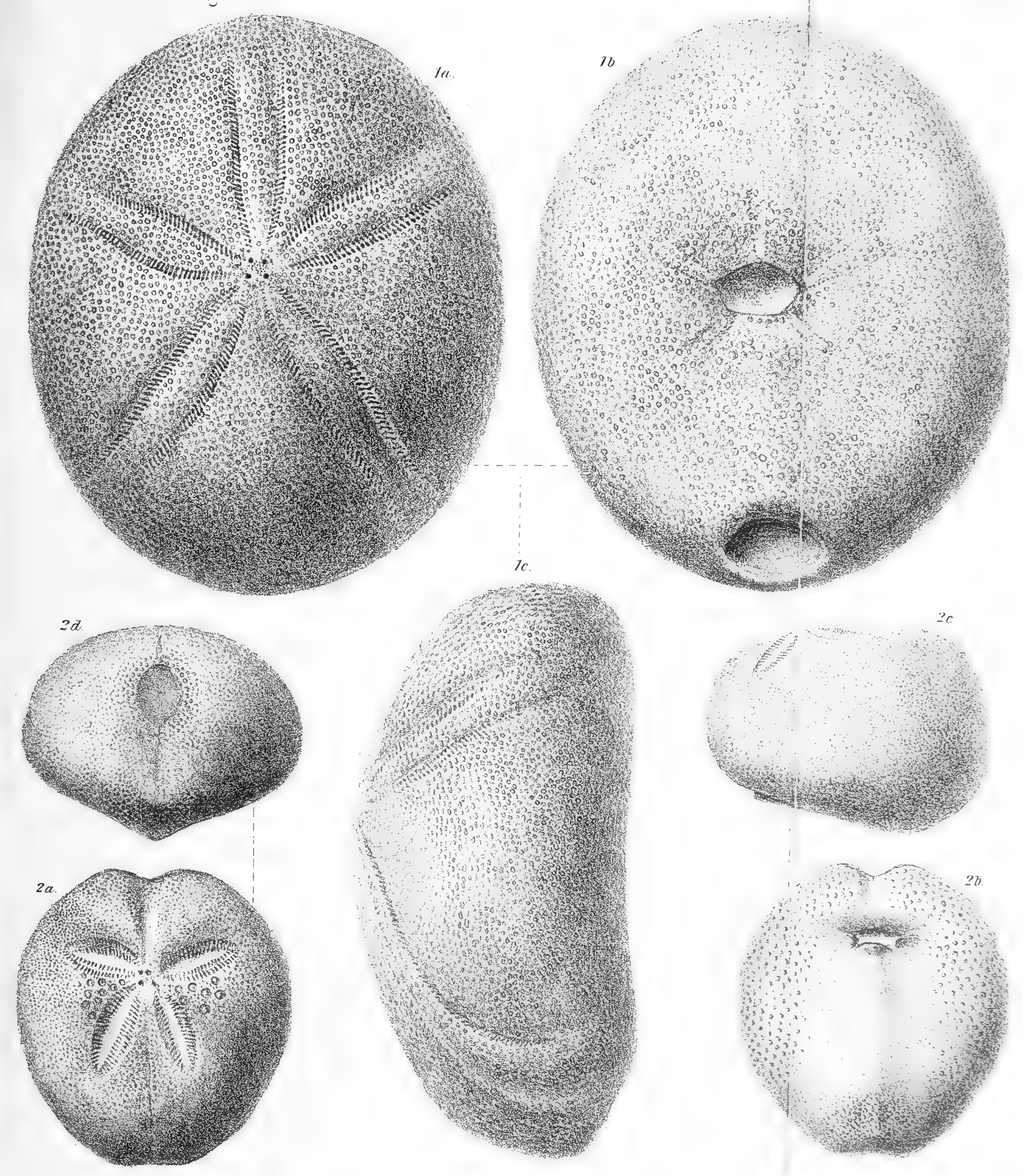
Fig. 2a von oben,
Fig. 2b von der Seite gesehen.

Die Originale zu den Figuren dieser Tafel befinden sich in der Sammlung des Verfassers.



E. Ohmann gez. u. lith. Druck v. P. Bredel, Berlin.





E. Ohmann gez. u. lith.





Erklärung der Tafel IV.

Dyadische Versteinerungen aus Australien (Neu Süd-Wales und Tasmania) und Vergleichsstücke.

Die Figuren sind mit Ausnahme von 2 und 8 in natürlicher Grösse gezeichnet. Fig. 2 ist auf $^{2}/_{1}$ vergrössert, 8a und 8b sind auf $^{1}/_{3}$ verkleinert.

Figur 1. *Spirifer avicula* MORRIS. (Schmalere Varietät.) Steinkern in grobem Sandstein; etwas klaffend. Dyas von Nowra, N. S.-Wales. (Breslauer Sammlung.) — pag. 179.

Figur 2a. *Spirifer (Martiniopsis) Darwini* MORRIS. Aus den glacialen Geschiebeschichten der Salt-Range (Dillur). Copie nach WAAGEN. Schalenexemplar. — pag. 180.

Figur 2b. Desgl. Steinkern vom Mt. Wellington-Victoria. (Berliner Sammlung.) — pag. 180.

Figur 3. *Spirifer vespertilio* G. SOW. Steinkern; Tasmania. (Breslauer Sammlung.) — pag. 178.

Figur 4a. *Spirifer* aff. *rugulatus* KUT. Das grössere Exemplar. Links unten: Abguss von *Spirifer tasmaniensis*. Tasmania. Reise des Capitain BAUDIN. (Berliner Sammlung.) — pag. 179.

Figur 4b. Desgl. Von der Seite.

Figur 5a. *Spirifer rugulatus* KUT., Typus. Unterer Zechstein. Schalenexemplar. Barsutkamündung an der Kama, Russland. pag. 179.

Figur 5b. Desgl. Profil. (Breslauer Sammlung.)

Figur 6. *Spirifer avicula* MORR. Typus. (Breite Form.) Steinkern aus feinkörnigem Schiefer. Dyas. Neu Süd-Wales. (Breslauer Sammlung.) — pag. 179.

Figur 7a und b. *Spirifer Ravana* DIENER. Obere Dyas. Tasmania. Steinkern von der Stirnseite und von oben. Breslauer Sammlung. — pag. 180.

Figur 8a und b. Desgl. *Productus*-Schieferthon des Himalaya. Unterer Zechstein, Kiunglunglager. Copie nach DIENER $^{1}/_{3}$ nat. Grösse — pag. 180.

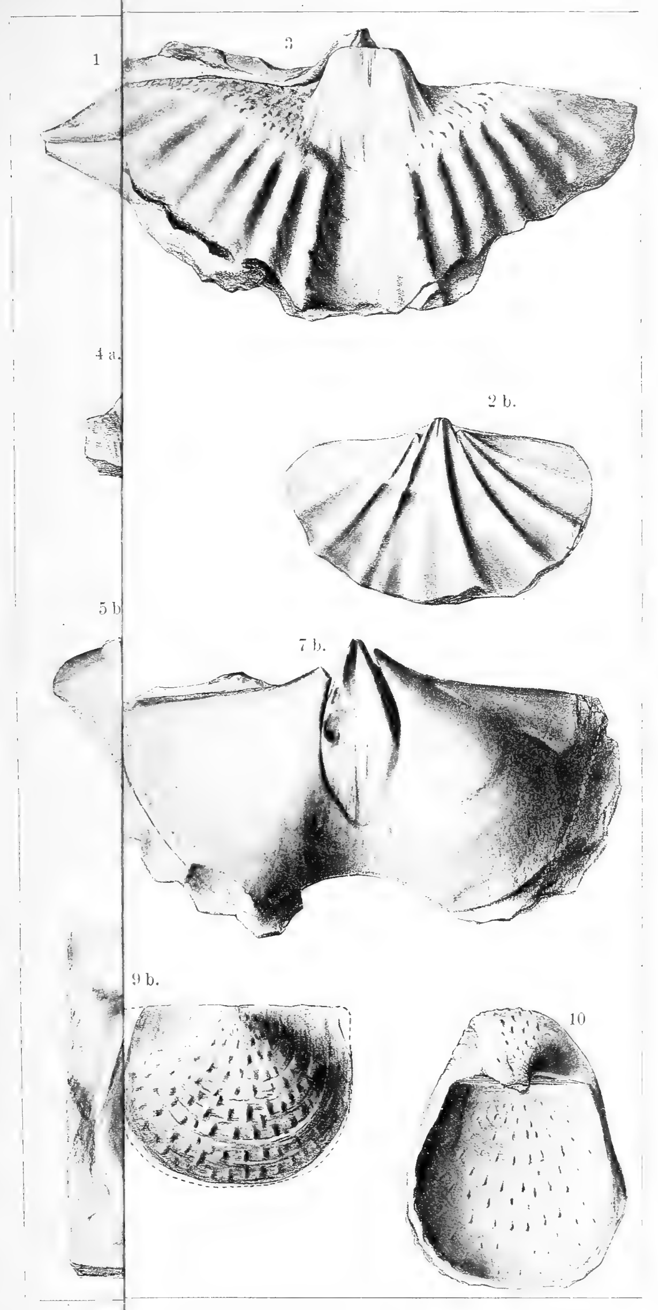
In Figur 8c ist der Umriss von Fig. 7a in entsprechender Grösse hinein construirt, um die Uebereinstimmung zu zeigen.

Figur 9a. *Strophalosia horrescens* DE VERN. var. nov. *antarctica*. Ausguss. Dyas. Mount Wellington, Tasmania. Auf demselben Handstück, wie Fig. 2b. — pag. 181.

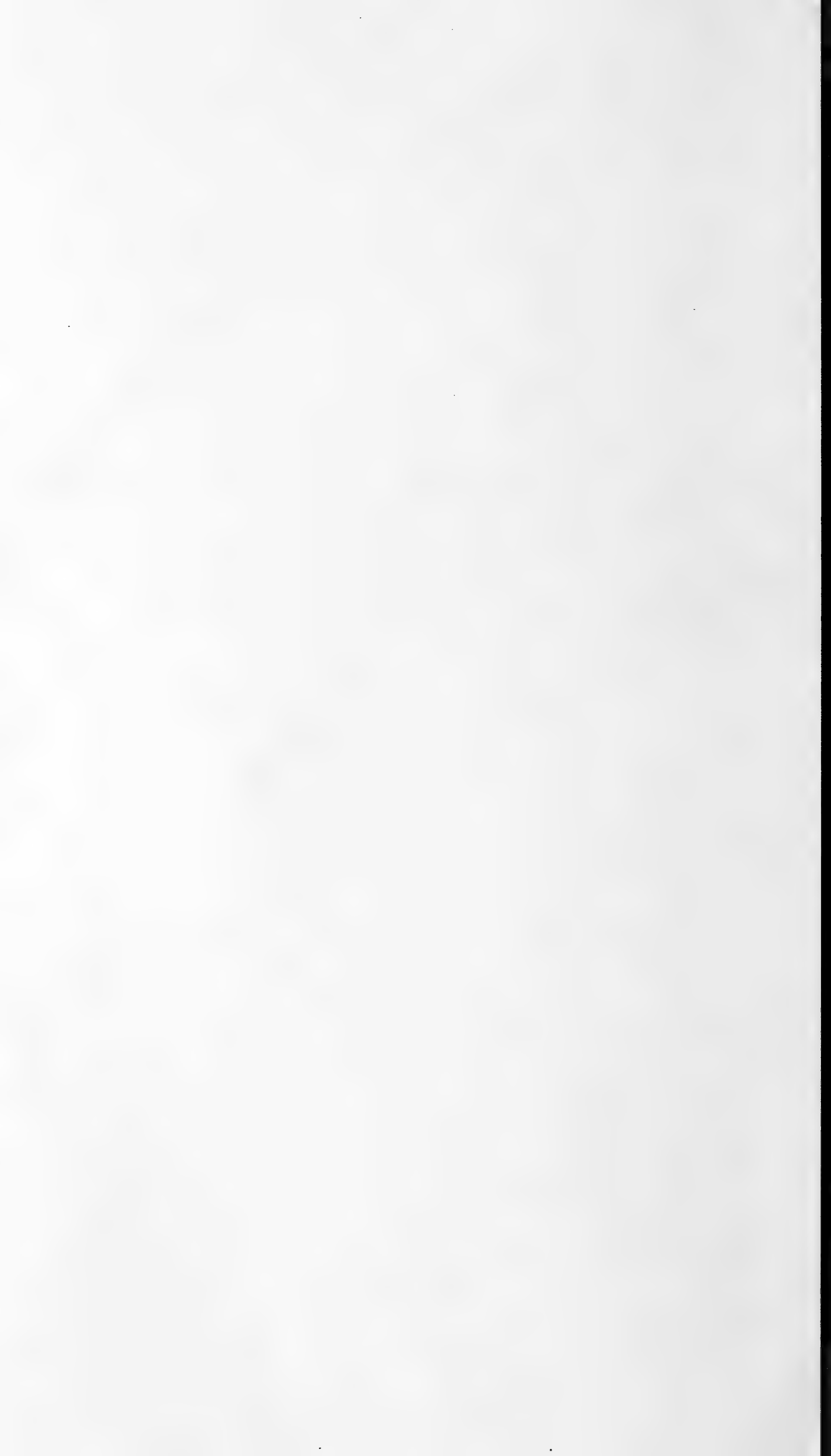
Figur 9b. Desgl. Abdruck der kleineren Klappe einer breiteren Varietät. Aus demselben Handstück. — pag. 181.

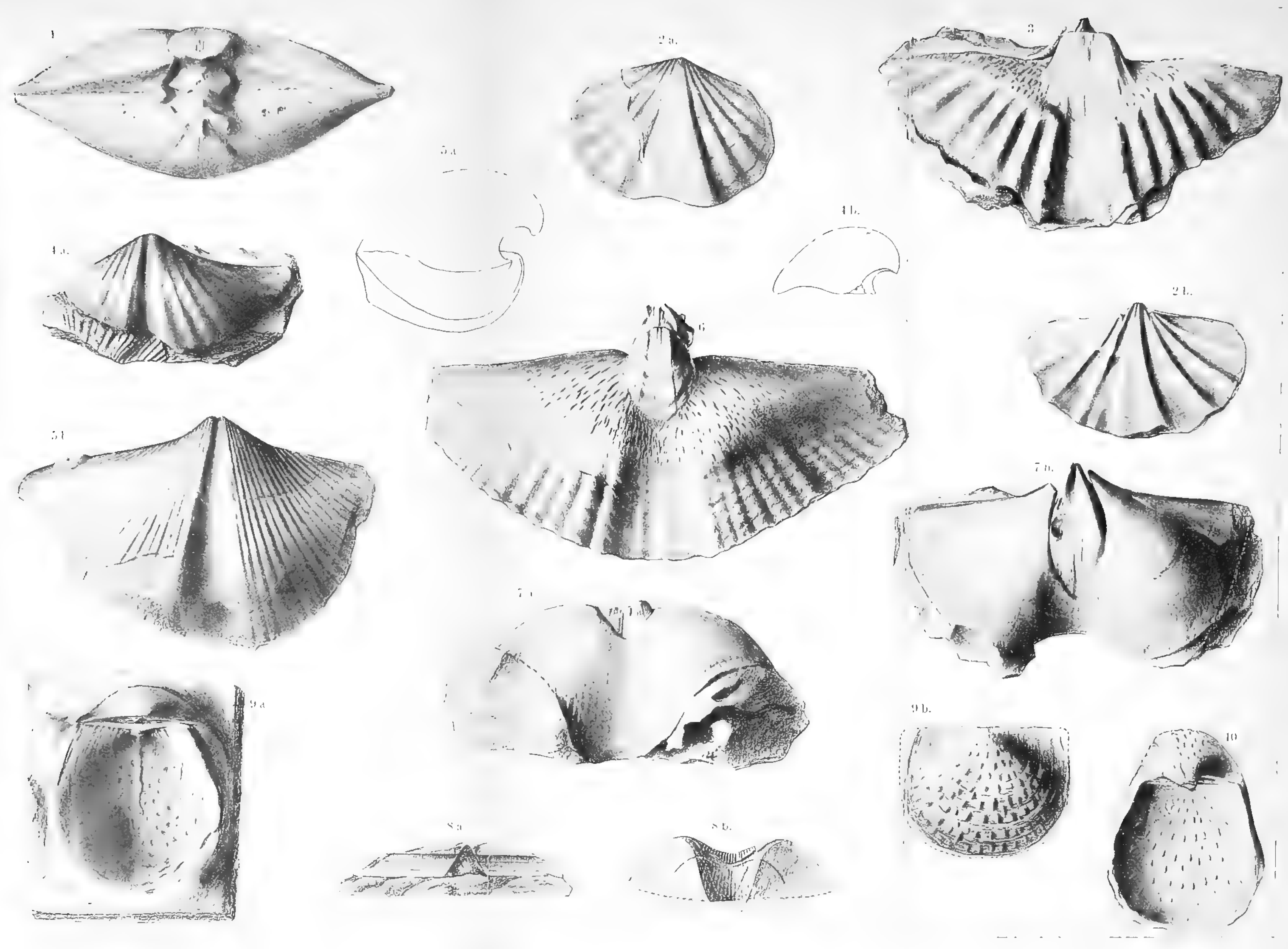
Figur 10. *Strophalosia horrescens* DE VERN. Typus. Unterer Zechstein. Kirilow, Gouv. Nowgorod. (Breslauer Samml.). — pag. 181.

Die Stacheln sind nach einem anderen Stück der Sammlung ergänzt.



Dr. Loes Lichtdruck Meisenbach Riffarth & Co., Berlin.





Dr. Loeschmann n. d. Nat. gez.

Lichtdruck Meisenbach Riffarth & Co., Berlin.





Erklärung der Tafel V.

Figur 1. *Engonoceras Pedernalis* L. v. BUCH sp. Ansicht der linken Flanke eines Bruchstückes zu dem ergänzten Originale L. v. BUCH's. — pag. 183.

Kgl. Mus. für Naturkunde, Berlin. Nat. Gr.

Fig. 1a. Seitenansicht.

Fig. 1b. Querschnitt.

Figur 2. *Engonoceras Pedernalis* L. v. BUCH sp. — pag. 184.

Paläontol. Museum der Universität Bonn. Nat. Gr.

Fig. 2a. Seitenansicht.

Fig. 2b. Querschnitt.

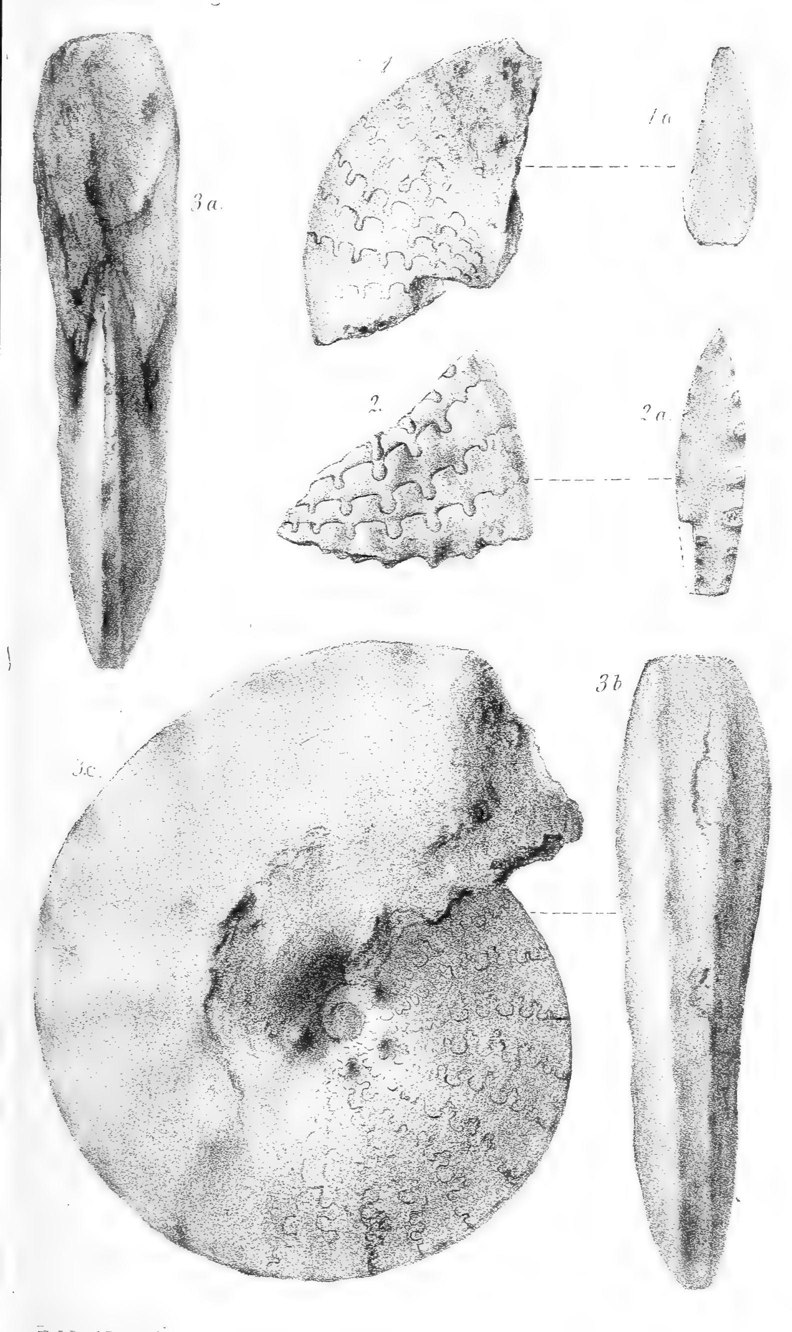
Figur 3. *Engonoceras G. Stolleyi* JOH. BÖHM. — pag. 186.

Geolog.-paläontolog. Mus. der Universität Breslau. Nat. Gr.

Fig. 3a. Seitenansicht.

Fig. 3b gegen die Mündung gesehen.

Fig. 3c. Externansicht.


1
1a
3a
2
2a
3b
3c





Erklärung der Tafel VI.

Figur 1. *Engonoceras G. Stolleyi* Joh. Böhm. — pag. 186.
Geolog.-paläontol. Mus. der Universität Breslau. Nat. Gr.
Fig. 1a. Seitenansicht.
Fig. 1b. Externansicht.



W. Pütz gez. u. lith. Druck v. P. Bredel, Berlin.





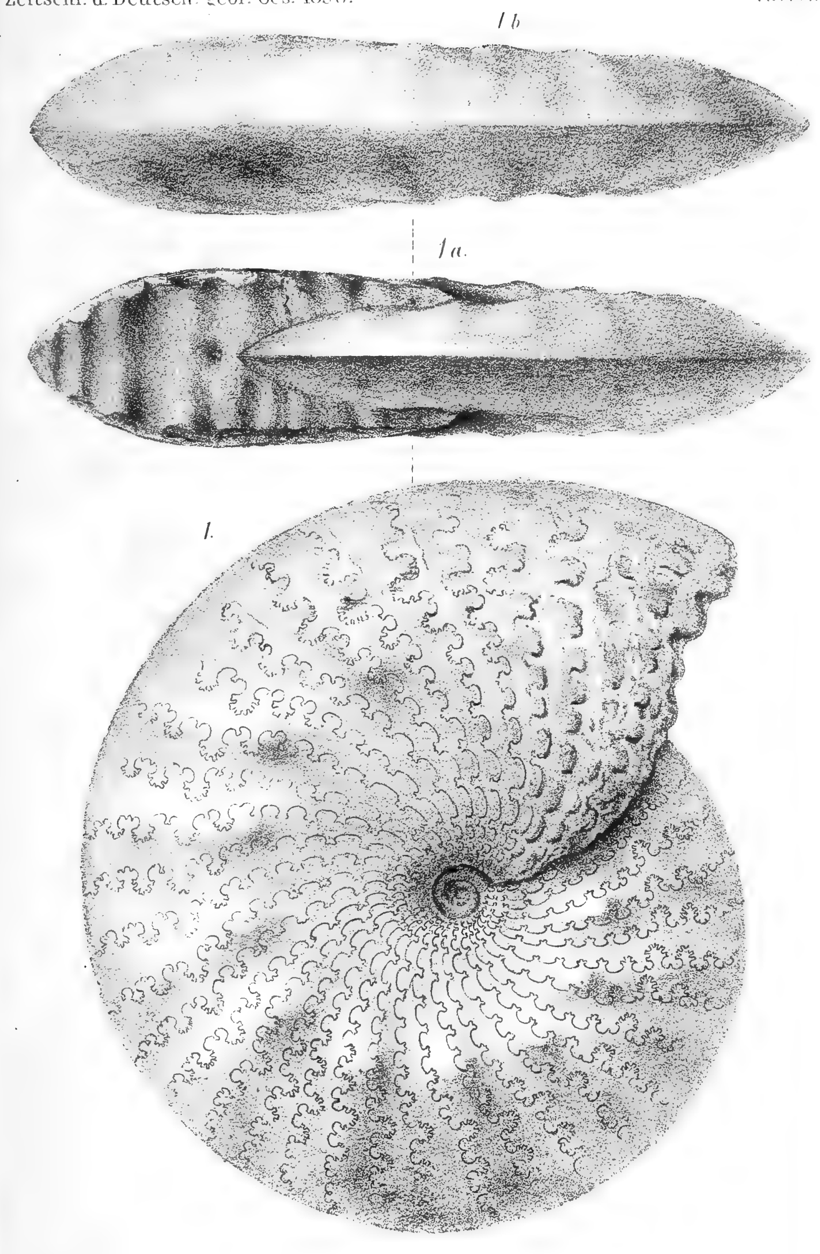
Erklärung der Tafel VII.

Figur 5. *Sphenodiscus pleurisepta* CONRAD sp. — pag. 194.
Kgl. Naturaliencabinet zu Stuttgart. Nat. Gr.

Fig. 1 a. Seitenansicht.

Fig. 1 b. Mündungsansicht.

Fig. 1 c. Externansicht.



W. Pütz gez. u. lith. Druck v. P. Biedel, Berlin.



Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

L. Band.

II. Heft.

April, Mai und Juni 1898.

(Hierzu Tafel VIII—XVI.)

Berlin, 1898.

Bei Wilhelm Hertz (Bessersche Buchhandlung).

W. Linkstrasse 33/34.

Die Herren Mitglieder werden gebeten, bei Zusendungen an die Deutsche geologische Gesellschaft folgende Adressen benutzen zu wollen:

1. für Manuscripte zum Abdruck in der Zeitschrift und darauf bezügliche Correspondenz:
   Herrn **Dr. Johannes Böhm, Berlin N. Invalidenstrasse 43, königl. Museum für Naturkunde;**
2. für sämmtliche die Bibliothek betreffenden Angelegenheiten, namentlich auch Einsendungen an dieselbe:
   Herrn **Landesgeologen, Professor Dr. Th. Ebert, Berlin N., Invalidenstrasse 44, königl. geologische Landesanstalt;**
3. für die übrige geschäftliche Correspondenz (Reclamationen nicht eingegangener Hefte etc. etc.), sowie für Anmeldung neuer Mitglieder, Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen:
   Herrn **Professor Dr. R. Scheibe, Berlin N., Invalidenstr. 44, königl. geologische Landesanstalt.**

Der Vorstand.

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

2. Heft (April, Mai, Juni) 1898.

Aufsätze.

1. Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio (im Vicentin).

Von Herrn A. Tornquist in Strassburg.

Hierzu Tafel VIII—X.

I. Beitrag: Die nodosen Ceratiten.

Seit dem Herbst des Jahres 1895 habe ich einen Theil der akademischen Frühjahrs- und Herbst-Ferien dazu benutzen können, das klassische Gebiet der Trias von Recoaro und das benachbarte, aber weniger bekannte Gebiet der Trias von Schio einem erneuten Studium zu unterziehen. Die Aufnahme dieser Gebietstheile, welche im Maassstab 1 : 25,000 ausgeführt ist, wird mit dem begleitenden Text demnächst gesondert erscheinen. Die neuen paläontologischen Funde dagegen, auf welche sich die stratigraphischen Ausführungen stützen, werden in dieser Zeitschrift für sich geschildert und jetzt als eine Reihe von Aufsätzen vorweg behandelt werden.

Schon bei dieser Gelegenheit möchte ich es nicht unterlassen, den beiden Herren meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen, welche diese Untersuchungen wesentlich gefördert haben; durch die Bemühungen des Herrn Professor Dr. Dames, dessen lebhaften und thatkräftigen Interesses sich meine Arbeit seit Jahren zu erfreuen hatte, wurde mir eine namhafte Unterstützung durch die kgl. Akademie der Wissenschaften zu Theil, und aus den freundlichen Rathschlägen des Herrn Professor Dr. Benecke entsprang die Anregung zu dieser Arbeit. Ausserdem gestattete mir Herr

Geheimrath Professor Dr. von Kœnen bereitwilligst eine Durchsicht der in der Göttinger Sammlung befindlichen „Nodosen“.

Ich bemerke, dass ich bereits im Jahre 1896 eine vorläufige Mittheilung über die von mir damals während des ersten Herbstaufenthaltes gewonnenen Resultaten gegeben habe[1]), welche auch jetzt noch zur vorläufigen Orientirung geeignet ist.

Die Reihe der paläontologischen Beiträge beginnt mit der Beschreibung der Fauna des oberen Muschelkalkes und zwar mit der Fauna der rothen Knollenkalke, welche v. Mojsisovics als Buchensteiner Kalke bezeichnet hatte.

Die häufigsten und wichtigsten Formen dieser Kalke sind die von mir bereits als *Ceratites nodosus* aut. beschriebenen Ammoniten, von welchen im vorliegenden Aufsatze allein die Rede sein soll.

1. *Ceratites subnodosus* (emend. Mnstr.) Tornq. (non v. Mojs.) = *nodosus* aut.

Taf. VIII; Taf. IX, Fig. 1, 2.

Diese von mir früher schon als *Ceratites nodosus* aut. erwähnte Form ist seither wiederholt in der Litteratur[2]) besprochen worden, ohne dass sie immer richtig beurtheilt worden wäre, worauf ich später eingehe. Es ist dies der erste *Ceratites* aus der Formenreihe des *Ceratites nodosus*, welcher in den alpinen Trias-Ablagerungen aufgefunden wurde. Da derselbe von ganz besonderem stratigraphischen Interesse ist, so ist es auch angebracht, sein Verhältniss zu den ausseralpinen und den alpinen Ceratiten so genau wie möglich festzustellen; die Schwierigkeiten, welche dabei zu überwinden sind, sind allerdings erheblich: nehmen doch einerseits die zahlreichen Beschreibungen von Ceratiten aus Trias-Ablagerungen von alpinem Habitus so gut wie keinen Bezug auf die deutschen Ceratiten, und ist andererseits die ziemlich erhebliche Formen-Mannigfaltigkeit des *Ceratites nodosus* aut. in den deutschen Trias-Ablagerungen noch so gut wie garnicht

---

[1]) Ueber den Fund eines *Ceratites nodosus* aut. in der vicentinischen Trias und über die stratigraphische Bedeutung desselben. Nachrichten der k. Gesellsch. der Wissenschaften zu Göttingen, math.-phys. Cl., 1896, Heft 1, p. 5—28.

[2]) v. Arthaber, Einige Bemerkungen über die Faunen der Reiflinger Kalke. Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1896, p. 125. — Vorläufige Mittheilung über neue Aufsammlungen in Judicarien und Berichtigung, den *Ceratites nodosus* aus dem Tretto betreffend. Ibid., p. 274.

v. Mojsisovics, Beiträge zur Kenntniss der obertriadischen Cephalopoden-Fauna des Himalaya. Denkschr. math.-naturw. Cl. k. Akad. Wiss., Wien, LXIII, 1896, p. 115.

Joh. Walther, Ueber die Lebensweise fossiler Meeresthiere. Diese Zeitschr., XLIX, 1897, p. 264 ff.

festgelegt worden. Es ist daher nicht zu vermeiden, weit in der Litteratur auszuholen und eine ziemlich umfangreiche Einleitung dem eigentlichen Vergleich unserer Form mit ausseralpinen und alpinen Ceratiten vorauszuschicken.

Beschreibung des vicentinischen Ceratiten: Ich fand im Laufe zweier Jahre bei wiederholtem Sammeln an zwei Fundstellen im Tretto, oberhalb des Dorfes San Ulderico und unterhalb San Rocco, stets im nämlichen Niveau, in den rothen, stets mehr oder weniger kieseligen Kalkbänken in den bunten Tuffen über dem Steilabfall des Spizzekalkes, sieben gut erhaltene Fragmente und eine Anzahl kleinerer Bruchstücke. Hierdurch wird bewiesen, dass dieser *Ceratites* relativ häufig in diesem Niveau des Tretto vorkommt, denn die anderen Ammoniten sind viel seltener, und dass er nicht nur an einem Punkt auftritt, sondern wenigstens sicher in geringer Ausdehnung der Schicht in ihr erhalten ist. Neben ihm kommen noch eine Anzahl anderer Ceratiten vor, welche z. Th. ebenfalls für die alpine Trias neu sind, und von denen ein zweiter ebenfalls in die Formenreihe des *Ceratites nodosus* gehört, ja wahrscheinlich sogar mit dem echten „*Nodosus* Brug." identisch ist.

Ceratites subnodosus des Tretto ist demnach nur ein Faunen-Element der in der alpinen Trias bisher fast unbekannten Ceratiten-Sippe des rothen Trettokalkes, welcher sich zusammen mit dem später zu besprechenden *Ceratites* sp. ind. aff. *nodosus* Brug. von den übrigen, mit ihm zusammen sich findenden Arten aber dadurch faunistisch unterscheidet, dass er auch im deutschen Muschelkalk wieder auftritt.

Das best erhaltene Exemplar ist noch immer das von mir zuerst gefundene und bereits abgebildete, welches aber in besserer Reproduction noch einmal hier wiedergegeben ist (Taf. VIII).

Es zeigt dies eine nahezu vollständige Wohnkammer; an dem einen Ende ist noch die letzte Kammerwandlinie vorhanden, während dem anderen Ende nicht allzuviel bis zur Mündung fehlen dürfte. Der erhaltene Theil der Wohnkammer beträgt wenig mehr als einen halben Umgang. Es ist das einzige Exemplar, welches die Kammerwandlinie fast vollständig zeigt; die Sculptur desselben bleibt fast bis zur Mündung die gleiche wie auf den gekammerten Umgängen. Die anderen Stücke, welche mir vorliegen, zeigen, dass diese Art im Tretto noch etwas grösser werden kann, als es das zuerst gefundene Stück erwarten lässt, doch dürfte der Durchmesser der Wohnkammer des Ceratiten niemals 100 mm überschreiten. Form und Sculptur aller

dieser Stücke ist aber bis auf fast unmerkliche Unterschiede absolut identisch, so dass diese Ceratiten-Form im Tretto als eine ganz constante Art auftritt, mit der keinerlei Uebergänge oder Varietäten zusammen vorkommen, im Gegensatz zu der Inconstanz, welche diese Art im deutschen Muschelkalke zeigt.

Die Wachsthums-Verhältnisse dieses *Ceratites subnodosus* Mnstr. sind folgende:

Durchmesser	73	mm	(1)
Höhe des letzten Umganges .	32,5	„	(0,445)
Dicke des letzten Umganges (zwischen den Knoten) .	22	„	(0,30)
Nabelweite	16	„	(0,22)

Die Form der Umgänge ist ziemlich flach und trapezförmig. Der Externtheil ist mässig breit, fast vollkommen flach und von einem Marginalknoten zum andern von ziemlich scharfen Kanten begrenzt; die Flanken divergiren nach dem Nabel zu mässig und biegen dann in regelmässiger Rundung in den Nabel hinein. Bereits der vorletzte Umgang zeigt die trapezförmige Gestalt mit dem flachen Externtheil und ist nur wenig dicker gestaltet.

Die Sculptur besteht aus hohen Lateraldornen und kleineren, ebenfalls spitzigen Marginaldornen. Im Allgemeinen kommen zwei der letzteren auf einen Lateraldorn; hie und da ist die Verbindung von dem letzteren zu den ersteren noch als schwacher Wulst erhalten; es zeigt sich dann, dass die zu einem Lateraldorn gehörigen Marginaldornen weiter vorn stehen als der Lateraldorn, so dass nur der weiter hinten gelegene Marginaldorn in dem Radius des letzteren liegt. Nach dem Ende der Wohnkammer zu nehmen die Externknoten schneller an Zahl ab, so dass nur einer derselben — und zwar der weiter nach hinten gelegene — in der Fortsetzung des zugleich niedriger gewordenen, fast zu einer flachen Rippe ausgezogenen Lateralknotens liegt. Umbilicalknoten sind auch in der Anlage nirgends vorhanden.

Die Lobenlinie besteht aus niedrigen, ganzrandigen Sätteln und wenig eingesenkten Loben, welche nur im Grunde ausgezackt sind. Erster Lateral- und Externsattel sind leider an keinem Stücke zu verfolgen, dagegen ist der erste Laterallobus mit einem kleinen Flankenstück des ersten Lateralsattels sichtbar. Im Bereich der Flanke liegen zwei Lateralloben, zwei kleine Hülfsloben, denen vermuthlich auf dem Nabelabfall noch einige ganz kleine Zacken folgen. Die Enden des zweiten Lateral- und der Hülfsloben liegen beträchtlich höher als das Ende des ersten Laterallobus. Die Verbindungslinie der unteren Enden des zweiten

Lateral und der Hülfsloben sowie die Verbindungslinie der entsprechenden Sättel liegt schräg gegen den Radius an jener Schalenpartie, und zwar ist das umbilicale Ende beträchtlich nach hinten gesenkt; das untere Ende des ersten Laterallobus reicht demgegenüber dann viel weiter nach hinten. Von einiger Bedeutung ist ferner, dass der Lateral- und auch noch der erste Auxiliarlobus etwas im Grunde verengt sind und dadurch ein wenig phylloid werden und dass diese beiden runden Sattelköpfe etwas zu einander hingeneigt sind. Der Externdorn scheint etwa in die Mitte des ersten Lateralsattels zu fallen; der Lateraldorn fällt in den Bereich des zweiten Lateralsattels.

Viele dieser Eigenschaften des vicentinischen Ceratiten finden sich bei dem v. Schlotheim'schen Typus von *Ceratites nodosus* ja stark abgeändert; dieselben sind aber auf den kleinen Umgängen jedes *Ceratites nodosus* mehr oder weniger übereinstimmend entwickelt, und es giebt im deutschen Muschelkalk *Nodosus*-Formen, welche als ausgewachsene Wohnkammer-Exemplare eine absolute Uebereinstimmung zeigen. Bevor diese Formen näher bezeichnet werden, ist es zweckmässig, auf die Gestaltungsform des *Ceratites nodosus* des deutschen Muschelkalkes näher einzugehen.

Ceratites nodosus aut. im deutschen Muschelkalk.

Von dem Gesichtspunkt aus, dass die grossen Formen von vornherein mehr auffallen als die kleinen, ist es zu erklären, dass die bisherigen Abbildungen des deutschen *Ceratites nodosus* grosse und alte Exemplare darstellen, während kleinere Exemplare fast nirgends wiedergegeben worden sind.

Während die erste Benennung des Ammoniten im Jahre 1792 von Brugière erfolgte, existiren Abbildungen bereits aus früherer Zeit. Eine der ältesten ist wohl die ziemlich unbekannte Wiedergabe bei Baumer[1], aber sowohl im Museum Tessinian als bei Knorr (1755) sind bereits Exemplare wiedergegeben, auf welche sich auch de Haan im Jahre 1825 bezog. In der ältesten Litteratur wird er fast stets aus Thüringen angegeben, und Knorr kannte bereits mehrere Abarten; die beiden von ihm abgebildeten Exemplare will er sogar als verschiedene „Geschlechts-Gattungen“ ansehen. Die meisten älteren Abbildungen sind aber unzureichend, und erst die Abbildung in v. Schlotheim's Nachträgen zur Petrefactenkunde giebt die Hauptmerkmale wieder.

Alle diese und die meisten der späteren Abbildungen bei Reinecke, v. Schlotheim, v. Zieten, Bronn, Catullo, dann bei

[1] Dissertatio de montibus argillaceo-calcareis et argillaceo-gypsis. Actorum academiae electoralis moguntiae scientiarum utilium quae Erfurdiae est, Tom. II, 1761.

v. Buch beziehen sich nur auf grosse Exemplare — das von Reinecke abgebildete und *Ceratites undatus* benannte ist stark verkleinert —, welche auf allen sichtbaren Theilen der Windungen einfache, ungetheilte Rippen und eine gleiche Anzahl von Marginal- und Lateralknoten zeigen. Es ist aber bereits längst bekannt, dass neben diesen einfach rippigen, grossen Stücken auch Formen mit Theilrippen vorkommen. Der Graf G. zu Münster [1]) unterschied bereits im Jahre 1831 den *Ammonites subnodosus* von dem *Ammonites nodosus* Brug. Aus der Kennzeichnung des ersteren: „mit flachem Rücken und 24 bis 30 kleinen, scharfen Knoten in einer Windung" bekommt man kein ganz klares Bild, welche Nodosen-Form von ihm gemeint wurde. Erst viel später wissen wir aus der Beschreibung v. Seebach's [2]), auf welchen *Ceratites* sich seine Angabe bezieht. v. Seebach schreibt nämlich: „Auf den inneren Windungen und kleineren Exemplaren, also wohl in der Jugend überhaupt, gehen diese Rippen blos bis auf die Mitte der Seite und enden hier in einem flachen Knötchen, während am Rande zwischen Rücken und Seite andere ähnliche Knötchen entstehen, von denen meist zwei oder auch mehrere auf eine Rippe kommen. Es ist dies der *Ammonites subnodosus* Münster. Allerdings zeigen Exemplare bis zu 70 mm diese Verzierung, allein sie bleibt doch nur ein Jugendzustand und rechtfertigt keinerlei specifische Trennung." Beyrich [3]) war der erste, welcher die Ansicht aussprach, dass bei den Nodosen überhaupt die Falten in der Jugend und im mittleren Alter getheilt sind, so dass eine Reihe von Spitzen und Knoten auf der Mitte der Seiten die Gegend bezeichnet, in welcher die Theilung oder die Vermehrung der Falten vor sich geht.

Es stehen sich demnach die beiden Ansichten gegenüber, die Nodosen-Form mit Theilrippen und reichlicheren Extern- als Lateralknoten von den mit einfachen Flankenrippen versehenen Formen nach dem Vorgange Graf Münster's als besondere Art zu trennen oder diese vielknotige Form nur als Jugendstadium des *Ceratites nodosus* zu belassen. Die Entscheidung dieser Frage ist gewiss wichtig genug, um nach allen Richtungen hin geprüft zu werden.

---

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1831, p. 372. Es sei darauf hingewiesen, dass v. Mojsisovics diese Notiz Münster's übersehen hat und die Benennung *Ceratites subnodosus* für eine alpine Form anwendete (Mediterran. Triasprov., p. 33). Diese Art muss demnach eine neue Bezeichnung bekommen; ich schlage *Ceratites Mojsisovicsi* für sie vor.

[2]) Die Conchylien-Fauna der weimarischen Trias. Diese Zeitschr., 1861, XIII, p. 649.

[3]) Ueber einige Cephalopoden aus dem Muschelkalk der Alpen und über verwandte Arten. Abhandl. kgl. Akad. d. Wiss. zu Berlin, 1866, p. 120.

Die Frage der Artunterscheidung bei den Ammoniten ist heutzutage überhaupt eine brennende geworden, nachdem die Ansichten in dieser Beziehung und die Behandlung der verschiedenen Ammoniten-Gruppen und -Faunen von verschiedenen Autoren sehr verschieden erfolgt ist. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass den Paläontologen bei Umgrenzung des Artbegriffs andere Gesichtspunkte leiten müssen als diejenigen, welche in der Zoologie seit Linné gang und gäbe sind. Denn, während es in der recenten Fauna viele „gute“ Arten giebt, welche keine Uebergänge mit anderen Arten zeigen, ist in der Paläontologie eine solch' „ideale Art“ von vornherein ausgeschlossen; eine jede Art muss mit irgend anderen Arten, welche in anderen Gegenden oder anderen Horizonten auftreten — wenn sie nicht mit der ersteren gar zusammen vorkommen — Uebergänge zeigen. Diese Definition der Art in der systematischen Zoologie ist also als für die paläontogische Forschung werthlos anzusehen, und die weitere Dimension — nicht nur die der Gegenwart, sondern der ganzen Zeit der geologischen Ueberlieferung — welche in der Paläontologie hinzukommt, erheischt eine andere Begründung für die Art. Wenn wir für die organische — die vergangene und die bestehende — Welt das Bild eines ewig sich verändernden und sich erweiternden Stromes wählen, so tritt uns die organische Welt doch nur in Form einzelner Phasen der Veränderung entgegen, und die Phasen, alle wie eine Bewegung durch Uebergänge verbunden, sind es, welche in der Systematik festzuhalten sind, und auf Grund ihrer Beschaffenheit ist es möglich, ein Bild von der gesammten Bewegung oder Entwickelung des organischen zu fixiren. Die Phasen — also die Arten —, welche aus der phyletischen Entwickelung festzuhalten sind, sind nun solche, in denen sich die Entwickelung der Lebewesen zu bestimmten, constanteren Typen verfestigt hat. Solche Typen werden dadurch kenntlich, dass in ihnen die phylogenetische Entwickelung einen bestimmten Ruhepunkt fand und der betreffende Thiertypus in einer mehr als gewöhnlich grossen Individuen-Anzahl und erheblichen Verbreitung auftrat. Die paläontologische Art ist demnach ein für eine bestimmte Zeit relativ constant gewordenes phylogenetisches Stadium.

Von diesem Gesichtspunkt aus ist nach meiner Ueberzeugung die Frage der Unterscheidung der Arten bei Ammoniten allein zu lösen.

Kehren wir nach dieser Abschweifung zum *Ceratites nodosus* zurück. Es ist bei diesem Ammoniten wie bei jedem anderen die Berechtigung vorhanden, eine Anzahl von Arten zu unterscheiden, ganz ohne Rücksicht darauf, ob Uebergänge zwischen

ihnen vorhanden sind oder nicht, sofern es sich nicht um vereinzelte, eigenartige Formen handelt, sondern um Typen, welche verbreitet auftreten. Verhältnissmässig kleine, anscheinend unwesentliche Merkmale können so bei regelmässigem Auftreten recht wohl Grund zu specifischer Trennung geben, während augenscheinlich erhebliche Modificationen oft nur extreme Individuen darstellen, welchen nicht der Werth von Arten beizumessen ist. Ich stimme mit Eck[1]) darin überein, dass das letztere bei *Ceratites fastigatus*, welchen G. R. Credner[2]) beschrieb, der Fall ist. Andererseits glaube ich genügend Anhaltspunkte zu haben, in der Trennung von *Ceratites nodosus* Schl. und *Ceratites subnodosus* Mnstr. dem Grafen zu Münster folgen zu können.

So ist es wohl einleuchtend, dass die von v. Seebach geäusserten Gründe gegen diese Trennung nicht stichhaltig sind. Wenn derselbe meint, dass eine solche specifische Trennung aus dem Grunde nicht aufrecht zu erhalten sei, weil der Sculptur-Charakter des *Ceratites subnodosus* bei dem *Ceratites nodosus* auch in der Jugend vorhanden sei, so ist dagegen anzuführen, dass bei jüngeren Formen stets in der Jugend noch die Verhältnisse der Vorfahren vorhanden sind, ohne dass dies als Grund gegen die Trennung von Arten angesehen werden darf und auch jemals angesehen worden ist. *Ceratites subnodosus* kommt mit allen Merkmalen einer ausgewachsenen Form (gedrängte Kammerwände vor der Wohnkammer) im deutschen Muschelkalk vor und die Constanz des Stadiums, in dem sich der *Ceratites subnodosus* befindet, wird auch dadurch völlig erwiesen, dass *Ceratites subnodosus*, wie ihn Münster auffasste, im alpinen Muschelkalk des Tretto als ganz constanter Typus auftritt. Im ausseralpinen Muschelkalk ist er dahingegen mit *Ceratites nodosus* durch Uebergänge verbunden. Es finden sich dort auch noch einige andere Formen, welche wohl in ähnlicher Weise von *Ceratites nodosus* abweichen, wie es bei ihm selbst der Fall ist, aber doch von *Ceratites subnodosus* wiederum zu trennen sind. Der *Ceratites* von San Ulderico und San Rocco ist ja, wie oben erwähnt wurde, an jenen Localitäten eine constante Art und stimmt auch vollkommen mit den Ceratiten des deutschen Muschelkalkes überein, welche in den norddeutschen Sammlungen (z. B. in Göttingen) unter der Münster'schen Bezeichnung liegen. Bereits in meiner vorläufigen Notiz im Jahre 1896 konnte ich sagen, dass sich dieser alpine Charakter vollkommen an gewisse, sowohl im

---

[1]) Diese Zeitschr., 1879, XXXI, p. 267 ff.

[2]) Zeitschr. f. d. ges. Naturw., 1875, XLVI, p. 105.

süddeutschen als auch im mitteldeutschen *Nodosus*-Kalk verbreitete „Varietäten“ des *Nodosus* anschliesst, und konnte diese Thatsache für ausreichend halten, „die daraus gezogenen Schlussfolgerungen genau so zu rechtfertigen, als wenn ein mit dem SCHLOTHEIM-schen Typus übereinstimmender Fund gemacht wäre.“

Die Uebereinstimmung der vicentinischen Form mit dem deutschen *Ceratites subnodosus* MNSTR. ist in der vorläufigen Mittheilung noch nicht zum Ausdruck gekommen Dieser *Ceratites* ist aus der deutschen Trias nirgends gut abgebildet worden; ziemlich sicher gehört allerdings der von QUENSTEDT als Rückenansicht in den Cephalopoden der Petrefactenkunde auf t. 3, f. 14 wiedergegebene *Ceratites* hierher, im Uebrigen sind aber stets, wie oben schon hervorgehoben wurde, die grossen Ceratiten vom SCHLOTHEIM'schen Typus wiedergegeben worden. Eine andere Abbildung eines dem *Ceratites subnodosus* sehr nahe kommenden Ammoniten findet sich in dem Atlas von BAYLE und ZEILER.[1]) Ich glaube nunmehr den in dieser Arbeit auf Taf. VIII, wiedergegebenen *Ceratites* von Berklingen a. d. Asse als Typus aufstellen zu können. Auch der von Steinsfurth bei Sinsheim in Baden stammende *Ceratites* gehört hierher; er ist zwar bis zum Bruchrand gekammert, doch stehen ganz vorn die Kammerwände so gedrängt, dass die Wohnkammer bald vor dem Abbruch begonnen haben muss.

Ceratites subnodosus ist demnach eine Form der *Nodosus*-Gruppe, bei der die Theilrippen noch bis auf die Wohnkammer persistiren, bei der der Externtheil stets flach, die Flanken nur leicht gewölbt sind, die ganze Windung aber nur flach ist. Die Art erreicht nie bedeutende Grösse; dadurch, dass die Kammerwände vor dem Beginn der Wohnkammer eng gedrängt sind, zeigen die Exemplare, dass sie ausgewachsenen Individuen angehören; bei gleicher Grösse besitzt *Ceratites nodosus* bereits oft einfache Rippen. Diese Art wird nie so stark involut, wie es bei dem echten *Nodosus* gelegentlich vorkommt. Grundsätzliche Unterschiede der Lobenlinie konnte ich nicht constatiren, doch kommt bei unserer Art nie oder wohl sehr selten die Zertheilung der Lobenlinie in der Nähe der Naht in sehr viele Auxiliarsättelchen und Loben vor, wie es bei *Ceratites nodosus* oft der Fall ist.

Es erübrigt jetzt noch, die Nodosen zu betrachten, welche sich bisher aus dem im deutschen Keuper angegeben worden sind. Vor Allem ist da der *Ceratites Schmidi* aus dem Grenzdolomit Thürin-

---

[1]) Explication de la carte géologique de la France, IV, 1878, t. 39, f. 2.

gens zu erwähnen, welchen ZIMMERMANN[1]) beschrieben hat. Ueber diesen Ammoniten sind die Auffassungen ZIMMERMANN's, v. MOJSISOVICS'[2]) und die jetzige Auffassung BENECKE's[3]), sowie die von mir in der vorläufigen Mittheilung geäusserte Ansicht übereinstimmend. „Die Hochmündigkeit, die starke Involution und das fast gänzliche Fehlen von Sculptur auf den kleinen und mittleren Windungen weisen diese Form in die Nähe von *Ceratites semipartitus,* während ich die grössere Breite der Wohnkammer und das Vorhandensein einer deutlichen Sculptur nur auf dieser nicht als Anhalt für eine Identificirung mit *Ceratites nodosus* betrachten kann." Kommt also diese Form für die Betrachtung unserer vicentinischen Art garnicht in Betracht, so erheischen doch die Ceratiten-Funde von der Schafweide bei Lüneburg, über welche v. STROMBECK[4]) ausführlich berichtet hat, eine eingehende Berücksichtigung. Es ist bei diesen Formen aber vor Allem zweifelhaft, ob sie als „Keuper-Ceratiten" angesprochen werden dürfen. Das glaukonitische Kalkgestein mit *Myophoria pes anseris* dürfte im besten Fall dem unteren Grenzdolomit im Sinne von FRAAS angehören, kann aber der Fauna nach ebenso gut als oberster Muschelkalk angesprochen werden, umsomehr als dieser Horizont thatsächlicher *Trigonodus*-Kalk nicht zu sein scheint, der in anderen Gebieten der norddeutschen Ebene als aschgrauer, sandiger, theils ziemlich krystalliner Kalkstein bekannt geworden ist, so als Geschiebe von STOLLEY[5]) und von DEECKE[6]). Thatsächlich werden auch die Lüneburger *pes-anseris*-Schichten von vielen Seiten als oberer Muschelkalk bezeichnet, nur v. STROMBECK glaubte sie als Keuper betrachten zu sollen.

Die Ceratiten, welche in den *pes-anseris*-Schichten früher gefunden worden sind, hat v. STROMBECK[4]) sehr ausführlich beschrieben; es liegen mir ausserdem Abdrücke von den im kgl. Museum zu Berlin befindlichen Stücken vor, und schliesslich war ich selbst im Jahre 1891 so glücklich, ein Fragment eines *Ceratites nodosus* aut. in der Sammlung des jetzt verstorbenen Cantor MORITZ zu entdecken, welches in den Besitz des naturhistorischen Museums von Hamburg übergegangen ist. Aus der Betrachtung dieses ganzen Materials geht mit Sicherheit hervor,

[1]) Diese Zeitschr., XXXV, 1883, p. 382.

[2]) N. Jahrb. f. Min., I, 1884, p. 78.

[3]) Meine vorläufige Mittheilung, p. 25.

[4]) Diese Zeitschr., XII, 1860, p. 381.

[5]) Schriften naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein, XI, 1897, p. 77.

[6]) Mittheil. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen, XXIX, 1897, p. 2.

dass diese Lüneburger Ceratiten mit der vicentinischen Form wenig Uebereinstimmung zeigen und sich viel mehr an andere im nord- und süddeutschen Nodosenkalke liegende Formen anschliessen. v. Strombeck sagt von dem Lüneburger *Nodosus*: „die Breite der Windung ist ungemein gross, fast mit der Höhe gleich, wie man dies nur selten im Muschelkalk sieht." — Man vergleiche hiermit den hoch-rechteckigen Querschnitt des vicentinischen *Ceratites*! Der grösste Gegensatz ist ferner auch in dem Aufbau der Lobenlinie vorhanden; der Lüneburger *Ceratites* ist eine jener Formen, welche durch zahlreiche Auxiliar-Elemente ausgezeichnet ist; oben wurde bereits erwähnt, dass gerade der *Ceratites subnodosus* diese Vermehrung von Sätteln an der Suturlinie nicht aufzuweisen scheint, die vicentinische Form wenigstens mit dem zweiten Auxiliarsattel abschliesst. Andere Abweichungen sind ferner aus den von v. Strombeck gegebenen Angaben über die Lüneburger Ceratiten zu entnehmen: „Der breite Ober-Lateral führt in seinem Boden und bis etwa zur halben Höhe 12 bis 13 Zähne, der Unter-Lateral, der ungefähr halb so breit ist, deren 5 bis 6. Der erste Auxiliar ist nur wenig schmäler als der Unter-Lateral. Der zweite Auxiliar ist schon mehr hervortretend. Unter ihm folgt noch eine Reihe von Zähnen, fernere Auxiliare andeutend. Ober- und Unter-Lateral und erster Auxiliar haben ziemlich senkrechte Wände. Der Dorsal-Lobus, der nicht deutlich erkennbar ist, scheint jederseits mit zwei tiefen Zähnen versehen zu sein. Die halbkreisförmigen, ungezähnten Sättel folgen mit abnehmender Breite vom Rücken bis zur Sutur. Die Tiefe der Loben und die Höhe der Sättel wird durch zwei radiale, gerade Linien bezeichnet; nur der Ober-Lateral ist viel tiefer, reicht etwa zur Hälfte darüber herab, und der Lateralsockel steht etwas darüber hinaus." Beim Vergleich dieser Beschreibung mit der in dieser Arbeit abgebildeten Lobenlinie des vicentinischen *Ceratites* fällt vor Allem auf, dass bei dem Lüneburger *Ceratites* die beiden ersten Auxiliarien erheblich höher gestaltet sind, dass die Lateralia nicht die nach der Sutur zu gerichtete Ueberbiegung besitzen und dass der erste Lateralsattel nicht entfernt so tief eingesenkt ist, als dies bei *Ceratites subnodosus* vom Tretto der Fall ist. Was schliesslich die Berippung anbetrifft, so zeigen die Lüneburger Formen fast ausnahmslos deutliche Knoten auf den Flanken, welchen jeweils zwei am Externrand stehende, längliche Dornen entsprechen. Die Seitenknoten werden aber niemals so hoch, wie es bei den *Ceratites* des Tretto der Fall ist, während die Externdornen stets in der Richtung des Radius verlängert sind und nicht in der Richtung der Externkante, wie es bei unserer Form der Fall ist. Ausserdem stehen die Rippen und

Knoten bei den Lüneburger Stücken bedeutend enger als bei den vicentinischen.

Nach allem diesen ist also eine nähere Beziehung zu dem Lüneburger *Ceratites* aus der fraglichen Lettenkohle auf keinen Fall möglich.

Interessant ist die Bemerkung v. STROMBECK's, dass die *Nodosus*-Varietät, bei welcher der oberste Laterallobus seiner Lage nach auf die Flanke der Umgänge beschränkt ist, in der ganzen oberen Abtheilung des Muschelkalkes verbreitet ist, zu unterst aber sparsam, und höher bis zu oberst häufig ist, während eine zweite Varietät, bei der der erste Laterallobus zum Theil auf den Rücken gerückt ist, sich nur in den oberen Schichten, immer jedoch in untergeordneter Anzahl hinzugesellt und in ein tieferes Niveau nicht hinabreicht. Der Lüneburger *Ceratites* gehört nun zu der zweiten Gruppe, der vicentinische zu der ersten. Nach v. STROMBECK würde daraus noch folgern, dass der letztere einen tiefer liegenden, älteren Typus repräsentirt als der erstere. Demnach würde der vicentinische *Ceratites* also den allgemeiner verbreiteten, auch in den unteren Horizonten des *Nodosus*-Kalkes auftretenden Nodosen-Formen näher kommen.

Die Identificirung des vicentinischen *Ceratites* mit *Ceratites subnodosus* MNSTR.

Nach Allem kann der *Ceratites* des Tretto allein auf *Ceratites subnodosus* MNSTR. bezogen werden, und zeigen die hier abgebildeten Exemplare diese Uebereinstimmung auch ganz deutlich. Die Gestalt der Umgänge ist bei beiden rechteckig; der Externsattel ist flach, nur ganz unmerklich gewölbt, der Uebergang nach den Flanken zwischen den Marginalknoten sehr scharf, unter Bildung einer Kante. Die Flanken sind in der Höhe der Lateralknotenreihe am dicksten und fallen von dort allmählich und regelmässig gerundet zum Nabel hinab. Die Marginalknoten sind hoch, spitz, deutlich von vorn nach hinten verlängert und überragen den flachen Externtheil; auf dem Exemplar von Berklingen sind 18, auf dem von Steinsfurth 17 oder 18, auf demjenigen von San Ulderico wohl 20 Externdornen ausgebildet. Mit Ausnahme des allervordersten Theiles der Wohnkammer sind stets zwei Marginalknoten in der Verlängerung eines Lateralknotens entwickelt. Die Verbindung zwischen Lateral- und Marginalknoten ist stets schwach zu verfolgen; ebenso erstreckt sich stets vom Lateraldorn eine sich nach innen alsbald abschwächende Rippe schräg nach hinten in den Nabel hinein.

Die Lobenlinie der Nodosen ist überhaupt weitgehenden Schwankungen unterworfen, die Uebereinstimmung der beiden hier

herangezogenen deutschen Exemplare mit dem vicentinischen ist umsomehr frappant. Vor Allem ist an dem vicentinischen *Ceratites subnodosus* wie an den deutschen die tiefe Einsenkung des ersten Laterallobus vorhanden, und dieser gegenüber ist die hohe Lage des zweiten Lateral und der Auxiliarloben besonders bemerkenswerth. Auch ist die Gestalt der Sättel breit und niedrig, wie bei dem deutschen *Ceratites nodosus* und *subnodosus*, im Gegensatz zu den alpinen Ceratiten. Die Anordnung der einzelnen Lobenelemente zur Sculptur ist ebenfalls bei allen drei Stücken übereinstimmend. Es fällt der Externsattel in das Bereich der Marginalknoten und der zweite Lateralsattel in das Bereich der Flankendornen.

Ein geringfügiger Unterschied zwischen dem alpinen und den ausseralpinen Ceratiten ist nur darin vorhanden, dass die Lateralknoten bei ersterem genau in der oder etwas ausserhalb der halben Flankenhöhe fallen, während diese Knoten bei den deutschen in der Mitte oder wenig innerhalb der Mitte gelegen sind. Die Lage dieser Knoten ist aber bei den verschiedenen Exemplaren aus dem Tretto nicht ganz constant; bei einem anderen Exemplare stimmt die Lage ganz genau mit derjenigen der Lateralknoten von Berklingen überein. Es ist dies zugleich das einzige Merkmal, in dem die vicentinischen Stücke ein wenig zu variiren scheinen. Ferner sei hervorgehoben, dass bei den letzteren die Marginalknoten am Externtheil von der einen zur anderen Seite herüber stets alternirend stehen, während dies bei dem deutschen *subnodosus* nicht immer der Fall ist. Das Exemplar von Steinsfurth zeigt aber auch dieses Merkmal.

Die Uebereinstimmung der vicentinischen Form mit der als *Ceratites subnodosus* abgetrennten Art des deutschen Muschelkalkes ist demnach also besonders in Rücksicht auf die Inconstanz der deutschen Nodosen sehr, ja fast erstaunlich gross oder wie v. Arthaber sagt: „verblüffend“.

2. *Ceratites* sp. ind. aff. *nodosus* Brug. (sens. str.)
Taf. X, Fig. 1, 2.

Es ist von mir bereits in der vorläufigen Mittheilung erwähnt worden, dass ich „zusammen mit dem *Ceratites nodosus* aut. Fragmente eines anderen, noch nicht beschriebenen *Ceratites* fand, welcher hohe Dornen auf der Wohnkammer trägt.“ Diese Form habe ich auch später nicht in besseren und vollständigeren Exemplaren finden können, so dass diese Form leider auch jetzt noch nicht mit hinreichender Sicherheit bestimmt werden kann. Ich habe nun einige der mir vorliegenden Wohnkammer-Fragmente durchschneiden lassen und mich überzeugen können, dass diese

Form nicht nur in die unmittelbare Nähe des *Ceratites nodosus* Brug. gehören muss, sondern höchst wahrscheinlich diese Art selbst darstellt.

Vor Allem sei darauf hingewiesen, dass diese Wohnkammerstücke nicht etwa von dem *Ceratites subnodosus* stammen können. Letzterer liegt ja in ganz anders gestalteten Wohnkammerstücken vor. Es handelt sich vielmehr um eine andere, wohl ebenfalls constante Art, denn alle fünf von mir aufgefundenen Stücke stimmen, soweit erkennbar, vollkommen überein.

Die durchgeschnittenen Stücke zeigen nun, dass der Querschnitt der vorletzten Windung theils rechteckig ausfiel und schräg auswärts stehende Marginalknoten zeigte, theils am Externtheil abgerundet war, wenn diese Dornen nicht getroffen waren. Weiteres lässt sich aber vorläufig über diese Windungen nicht angeben. Was nun die vorliegenden Wohnkammerstücke anbetrifft, so zeigen sie alle übereinstimmend am Nabel schwach entstehende, wenig nach vorn gerichtete, vor der Externkante in hohe, plumpe Dornen auslaufende Rippen, genau so wie sie auf *Ceratites nodosus* Brug. vorkommen. Die Involution ist mässig, Nabelkante und Nahtfläche nicht vorhanden, der Externtheil mittelbreit, zwischen den sich gegenüberstehenden Dornen beider Seiten flach, im Radius, wo keine Dornen stehen, rund. Alles, was von dieser Form bekannt ist, stimmt somit vollständig mit *Ceratites nodosus* Brug. (sens. str.); die Identität ist aber noch durch das Auffinden der Sculptur der inneren Umgänge und der Lobenlinie zu erbringen.

Die Ceratiten des alpinen Muschelkalkes und die Beziehung der deutschen Nodosen zu ihnen.

Um die Beziehung der beschriebenen Ceratiten des Tretto zu den übrigen mit ihnen zusammen vorkommenden Ceratiten zu verstehen, ist es nun noch nöthig, auf die Beziehung der bisher nur in Deutschland bekannten Nodosen zu alpinen Ceratiten zu sprechen zu kommen.

Da die Eintheilung der Ceratiten ausschliesslich auf Grund von Formen der alpinen und asiatischen Triasablagerungen gemacht ist, so besteht eine gewisse Schwierigkeit, die in den germanischen Triasablagerungen liegenden Arten, wie *Ceratites nodosus, subnodosus, semipartitus* und *enodis,* in diese Eintheilung einzugliedern, bezw. festzustellen, zu welcher Formenreihe sie die nächste Beziehung zeigen. Im Folgenden ist nur von *Ceratites nodosus* und *subnodosus* Mnstr. die Rede, von den beiden anderen Arten sind ja hinreichende Uebergänge zu diesen be-

kannt, so dass für sie dasselbe gilt wie für die ersteren; andererseits repräsentiren *Ceratites nodosus* und *subnodosus* aber mit ihrer complicirteren Sculptur den ursprünglicheren Typus, von dem aus die Beziehungen zu den alpinen Ceratiten gesucht werden müssen.

In den Arbeiten von v. Mojsisovics, Waagen und v. Arthaber finden sich in Bezug darauf eine Anzahl nicht aufrecht zu erhaltender Meinungsäusserungen.[1]

v. Mojsisovics betrachtet die deutschen Ceratiten des oberen Muschelkalkes anfangs in seiner „Mediterranen Triasprovinz“ im Jahre 1882 als Ceratiten, welche den südalpinen Ceratiten gegenüber als gewisse Ausnahmsformen gegenüberstehen, bei denen „ausnahmsweise“ in der Lobenlinie eine grössere Anzahl von Hilfsloben ausser dem Externlobus, den beiden Lateralloben und dem einen Hilfslobus auftreten; so, „dass man die ganze Reihe der überzähligen Hilfsloben auch als einen breiten, vielzähnigen Nahtlobus auffassen könnte.“ In dem Sitzungsbericht vom 1. April 1879 in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt (p. 139) heisst es dann, „die Ceratiten des deutschen Muschelkalks unterscheiden sich auffallend von den mediterranen Typen durch die Seichtheit ihrer Loben, ein Verhalten, welches vielleicht auf anomale Abweichungen im Salzgehalt des deutschen Muschelkalk-Meeres zurückzuführen ist.“

Es sei noch erwähnt, dass vor Waagen weder L. v. Buch

[1]) Die Litteratur, auf welche ich mich im Folgenden wiederholt beziehe, ist folgende:

v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandl. k. k. geol. R.-A., X, 1882.
— Arktische Triasfaunen. Mém. de l'Acad. imp. des sciences de St. Pétersbourg, (7), XXXIII, No. 6, 1886.
— Die Cephalopoden der Hallstädter Kalke. Abhandl. k. k. geol. R.-A., VI, (2), 1893.
W. Waagen, Fossils from the Ceratite-Formation. Palaeontologia Indica, Ser. 13. Salt-Range Fossils, II, 1895.
C. Diener, The Cephalopoda of the Muschelkalk. Ibidem, Ser. 15, Himalayan Fossils, 2, 1895.
F. v. Hauer, Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien. Denkschr. math.-naturw. Cl. k. Akad. Wiss. Wien, LIX, LXIII, 1892, 1896.
G. v. Arthaber, Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke: Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns u. d. Orients, X, 1896, in zwei Theilen.
C. Diener, Triadische Cephalopodenfaunen der ostsibirischen Küstenprovinz. Mém. du Comité géol. de Russie, XIV, 1896.
v. Mojsisovics, Beiträge zur Kenntniss der obertriadischen Cephalopoden-Fauna des Himalaya. Denkschr. math.-naturw. Cl. k. Akad. Wiss. Wien, 1896, LXIII.

noch Quenstedt, v. Alberti, Beyrich und Eck, trotzdem sie sich alle eingehend mit deutschen Ceratiten beschäftigt hatten, eine auf alle Formen und alle Merkmale derselben — so auf die Lobenlinie — eingehende Gattungsdiagnose versucht haben, so dass Waagen in der That der erste war, welcher die Gattung *Ceratites* hinreichend festzulegen suchte. [1])

In der „mediterranen Triasprovinz“ theilt v. Mojsisovics die Ceratiten in fünf Gruppen, ohne für dieselben leider — wie später so häufig — Definitionen zu geben. Er unterscheidet: A. Gruppe des *Ceratites binodosus*, B. Gruppe des *Ceratites cimeganus*, C. Gruppe des *Ceratites zoldianus*, D. Gruppe der *Circumplicati*, E. Gruppe der *Nudi*. *Ceratites nodosus* wird in diesem Werke zweimal erwähnt. Erstens heisst es, dass derselbe sehr stark an den alpinen *Ceratites subnodosus* Mojs. (non Münst.) (= *C. Mojsisovicsi* mihi) erinnert, welcher zur Gruppe des *Ceratites cimeganus* gerechnet wird; „gleich *Cer. nodosus* besitzt auch *Cer. subnodosus* in den früheren Altersstadien Umbilicalknoten (sic!), späterhin verlieren sich dieselben vollständig, womit auch das allmähliche Zurücktreten eines markirten Nabelrandes zusammenhängt. Die Schale senkt sich sodann, wie bei *Ceratites nodosus*, von den Lateraldornen stark nach einwärts, der Nabelrand rundet sich ab und wird mehr oder weniger undeutlich.“ Diese Angabe, dass *Ceratites nodosus* in früheren Altersstadien Umbilicalknoten zeigt, stimmt, wie später noch erwähnt werden wird, keineswegs mit der Wirklichkeit überein. Zweitens hebt v. Mojsisovics hervor, dass bei *Ceratites Erasmi* und *Wetsoni* Opp. aus der Gruppe des *Circumplati* der zweite Auxiliarlobus durch seine aussergewöhnliche Breite und die zahlreichen Zacken dem gleichen Lobus bei *Ceratites nodosus* und *semipartitus* sehr analog ausgebildet ist.

Im Jahre 1886 giebt v. Mojsisovics auf Grund des ihm nun vorliegenden Materials aus Sibirien und Spitzbergen folgende Eintheilung der Gattung *Ceratites:* I. Gruppe der *Circumplicati*, Formen, welche den Dinariten-Typus in ihrer ganzen äusseren Erscheinung noch in voller Reinheit besitzen und nur durch die Lobenstellung und das Auftreten von Hilfsloben sich

---

[1]) Am vollständigsten scheint mir noch die Definition von Münster zu sein (N. Jahrb., 1831, p. 371): „Ammoneen der Muschelkalkformation, von welchen nur zwei Drittheile bis drei Viertheile der ersten offenen Windung ohne Abtheilungen oder Kammern sind, mit Scheidewänden, deren wellenförmiger Verlauf oder schlangenförmiger Rand sechs Lappen und ebenso viele Sättel bildet, von welchem jedoch nur die Lappen gezähnt, die Sättel aber glatt sind.“ Die Definition ist aber auch ungenügend und könnte sich in gleicher Weise auf andere Ceratitiden beziehen, welche aber erst später bekannt geworden sind.

als Ceratiten repräsentiren . II. Gruppe der *Subrobusti*, umfasst typische Ceratiten mit Spalt- oder Schaltrippen, mächtigen Umbilicalknoten, mehr oder weniger deutlich entwickelten Marginalknoten und einem ausserhalb der Naht befindlichen Hilfslobus. „Von europäischen Ceratiten kann daher keine der bekannten Arten in die Gruppe der *Ceratites subrobusti* eingereiht werden.“ III. Gruppe der *Ceratites geminati*, „welche durch ihr langsames, concentrirtes Wachsthum und ihre concentrirte, feine Sculptur unter allen arktischen Ceratiten am meisten sich dem Habitus der europäischen Muschelkalk-Ceratiten nähern, trotzdem sie unter denselben keine Repräsentanten besitzen. Von den deutschen Ceratiten-Formen ist in dieser Arbeit weiter nicht die Rede, sonst würden wohl ihre nahen Beziehungen zu den *Ceratites subrobusti*, welche sich bei dieser Eintheilung der Beobachtung geradezu aufdrängen, erwähnt worden sein. Wohl aber betonte v. Mojsisovics[1]) im Jahre 1883 in den „Randglossen zum Funde des ersten deutschen Keuper-Ammoniten“, „die Ceratiten des germanischen Muschelkalkes unterscheiden sich bekanntlich von den Muschelkalk-Ceratiten der normalen Trias (Mediterranes Gebiet, Indien etc.) durch seichte, breite, im Grunde gleichmässig gezackte Loben und breite, niedrige, ganzrandige Sättel.“

Im Jahre 1893 veränderte v. Mojsisovics den Umfang der Gattung etwas. Die bisher zu den *Circumplicati* gestellten *Ceratites obsoleti*, welche weitnabelige, niedrigmündige Formen umfassen, deren Loben entweder noch ganzrandig sind oder blos eine schwache Zähnelung zeigen, werden als *Danubites* abgetrennt.

Einen weiteren wichtigen Beitrag zur Kenntniss unserer Gattung gab Waagen dann 1895 in den „Fossils from the Ceratite-formation“. Hier finden wir auch eine präcise Definition der Gattung, welche nur in einem Punkte nicht stimmt: „Die Wohnkammer ist immer kurz, und nimmt nicht mehr als die Hälfte des Umganges ein (sic!); die Oeffnung ist anscheinend etwas contrahirt; die Kammerwandlinie zeigt fast immer einen mässig kurzen, zweitheiligen Externlobus und neben diesem zwei seitliche Loben, ferner ist allermeist ein kleiner Hilfslobus sichtbar, aber nur selten eine grössere Anzahl von Hilfsloben.“ Wenn man von der Angabe über die Länge der Wohnkammer, welche in Wirklichkeit allermeist grösser als einen halben Umgang ist, absieht, so ist diese Definition sehr präcis. Waagen trennt von *Ceratites* eine neue Gattung ab, welche durch den Mangel jeg-

[1]) N. Jahrb. f. Min., I, p. 78.

licher Marginalsculptur und durch — nach meiner Meinung — degenerirte Loben ausgezeichnet ist. Auf den zweiten Laterallobus folgt eine sägeartig gezähnte Lobenlinie bis zur Naht und oft ist nur der erste Laterallobus gebuchtet, während der zweite Lateral- und Externlobus ganzrandig sind. Die Gattung *Ceratites* theilt WAAGEN dann in folgende vier Gruppen. I. *Nodosi*, Formen, welche mehr oder weniger reich sculpturirt sind nach Art des *Ceratites nodosus*. Die Gruppe soll den drei von v. MOJSISOVICS im Jahre 1882 aufgestellten Gruppen des *Ceratites binodosus*, *Cer. cimeganus* und *Cer. zoldianus* entsprechen. II. *Circumplicati*, wie sie v. MOJSISOVICS im Jahre 1886 definirte. III. *Subrobusti*, ebenfalls wie sie v. MOJSISOVICS im Jahre 1886 definirte, und IV. *Nudi* von v. MOJSISOVICS, worunter WAAGEN Formen zusammenfasst, welche fast ganz glatte Windungen und meist einen mässig weiten Nabel zeigen; wenn Sculptur vorhanden ist, so besteht sie aus kaum wahrnehmbaren, nicht ganz geraden, sondern leicht gebogenen, radialen Falten. Die Ceratiten des deutschen Muschelkalkes sind in dieser Arbeit ebenso wenig berührt wie in den Abhandlungen v. HAUER's und DIENER's (Himalayan fossils), welche sich mit zahlreichen Ceratiten von alpinem Gepräge beschäftigen. Erst v. ARTHABER versuchte im Jahre 1896, die deutschen Formen in Beziehung zu den alpinen Arten zu bringen. Er stellt mit *Ceratites nodosus* zusammen den *Ceratites Vyasa* DIEN. aus dem Himalaya, weil derselbe einfache Rippen mit hervorragender Beknotung am Marginalrand besitzt. Nun ist aber eine solche Sculptur, wenn sie bei *Ceratites nodosus* auftritt, durchaus nicht die bezeichnende, sondern findet sich nur auf den letzten Umgängen als echte senile Erscheinung, wie v. ARTHABER später selbst hervorhob. Eine besonders nahe Beziehung dieser asiatischen Art ist hierdurch ebenso wenig wie durch die Lobenlinie bewiesen, und stellt DIENER selbst seinen Ammoniten zu den *Circumplicati*. Ferner werden *Ceratites binodosus* HAU. und *Ceratites multinodosus* HAU. mit *Ceratites nodosus* zusammengenannt. Die erstere Art kommt allerdings dem Typus nahe, welcher als am nächsten verwandte Art der alpinen Trias anzusehen ist; dagegen kann ich die Beziehungen des *Ceratites multinodosus* zu dem *Ceratites nodosus* weder in Bezug auf die Sculptur, noch gar in Bezug auf die Lobenlinie einsehen. Der Construction dieser v. ARTHABER'schen Formenreihe auf Grund dieser Sculpturstadien kann man also nicht zustimmen, doch sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass v. ARTHABER selbst diesen von ihm construirten Zusammenhang der Formen später wieder aufgegeben hat.

Das Resultat dieser Betrachtung ist demnach, dass natürliche

Beziehungen der ausseralpinen Ceratiten mit solchen der alpinen Trias-Facies von den Monographien der Trias-Cephalopoden von alpinem Charakter nicht gefunden worden sind; die mehr en passant gemachten Hinweise bezüglich dieser Frage gipfeln aber nahezu alle in der Angabe BEYRICH's, welcher im Jahre 1867 sagte: „den Namen der Nodosen wähle ich für die Gruppe, in welcher die Formenreihe des *Ammonites binodosus* mit derjenigen des *Ammonites nodosus* zu verbinden ist. Es sind dies Ammoniten von scheibenförmiger Gestalt mit einem ungekielten Rücken, der sich bei entwickelter Sculptur stets von den beiden Seiten auszeichnet, und an dessen Rändern sich die Falten der Seiten zu Zähnen oder aufgerichteten Spitzen erheben. Die Falten sind in der Jugend und im mittleren Alter getheilt; eine Reihe von Spitzen oder Knoten auf der Mitte der Seiten bezeichnet die Gegend, in welcher die Theilung oder die Vermehrung der Falten vor sich geht; eine dritte Reihe von Spitzen oder knotigen Anschwellungen kann am Rande des Nabels hinzutreten." So wichtig auch dieser Satz BEYRICH's ist, welcher in den vorerwähnten Arbeiten bezüglich des *Ceratites nodosus* nicht die nöthige Beachtung gefunden hat, so scheint es doch naturgemäss nothwendig, heutzutage, wo eine solch' enorme Anzahl von neuen Ceratiten-Arten beschrieben worden sind, den Beziehungen von *Ceratites nodosus* und den alpinen Ceratiten von neuem nachzugehen.

Es dürfte wohl zweckmässig sein, die Eintheilung der Gattung *Ceratites* ähnlich zu acceptiren, wie WAAGEN sie vorschlug — und zwar in *Nodosi, Binodosi, Circumplicati, Subrobusti* und *Nudi* —; dadurch würden also die Gruppe der Nodosen der Fassung von BEYRICH und WAAGEN gegenüber erheblich eingeschränkt werden. Die Nodosen umfassen demnach die deutschen Formen, die Binodosen dagegen die drei v. MOJSISOVICS'schen Reihen des *Ceratites binodosus* (= *Nodosi* BEYR. in partim), *cimeganus* und *zoldianus*. Diese beiden Gruppen zeigen nun insgesammt sowohl in der Sculptur als im Lobenbau gewisse Beziehungen zu den *Subrobusti*, während die viel niedriger stehenden *Circumplicati* und die eigenartigen *Nudi* sich weiter entfernen. Ja es ist für unsere Betrachtung von besonderer Wichtigkeit, dass gerade bei den deutschen *Ceratites nodosus* und *subnodosus* im Gegensatz zu den alpinen Binodosen diese Aehnlichkeit mit den *Subrobusti* besonders gross ist.

Die Aehnlichkeit der *Subrobusti* mit der Formenreihe des *Ceratites nodosus* kommt in der Sculptur dadurch zum Ausdruck, dass bei beiden, wie auch bei einem Theil alpiner Ceratiten, Umbilicalknoten fehlen, mit denen zugleich eine eigentliche Nabelkante in Wegfall kommt; allerdings treten die grossen Lateralknoten bei

den Subrobusten oft nahe an den Nabel heran, sie zeigen aber stets durch die Verbindungswülste mit den Marginalknoten, dass sie den Lateralknoten der Nodosen entsprechen.[1]) Die Gestalt des echten *Ceratites subrobustus,* besonders des Wohnkammer-Exemplares, welches v. Mojsisovics[2]) abbildet, erinnert ferner so auffallend an *Ceratites subnodosus,* dass eine nähere Beziehung beider Formen wohl als sicher anzusehen ist. Aber auch die Lobenlinie des *Ceratites subrobustus* zeigt durch die gedrungene, gerundete, wie v. Mojsisovics sagt, „phylloide“ Gestalt viele Analogien mit den Linien der echten Nodosen, auch die Gestalt des Mediansattels ist ferner sehr ähnlich; die tiefe Lage des ersten Laterallobus ist in gleicher Weise vorhanden, wie sie oben bei *Ceratites subnodosus* beschrieben wurde; ein Heraufreichen der Zerschlitzung auf die Sättel tritt bei den *Subrobusti* nie ein, während sie bei alpinen Muschelkalk-Ceratiten sehr häufig ist, bei den echten Nodosen aber nur einmal[3]) bei einem aberranten Individuum beobachtet worden ist. Auch die Lobenlinie des *Ceratites subrobustus* besitzt somit mehr Aehnlichkeit mit derjenigen des *Ceratites nodosus* als mit den Linien der zahlreichen alpinen Ceratiten. Ein gemeinsamer Unterschied aller Ceratiten des oberen Muschelkalkes ist dann allerdings gegenüber den *Ceratites subrobusti* des asiatischen oberen Buntsandsteins in der grösseren Anzahl der sichtbaren Loben und Sättel vorhanden.

Bemerkungen zu dem Auftreten des *Ceratites (nodosus* aut.*) subnodosus* emend. Münster in der vicentinischen Trias.

Das Vorkommen von *Ceratites nodosus* war früher bereits von einigen Autoren behauptet worden; v. Schauroth[4]) sagt: „Das Vorkommen dieser Art in der alpinischen Trias wird von Catullo, v. Buch, Girard und Bologna erwähnt; ich selbst habe sie nicht gefunden.“ Catullo[5]) führt *Ceratites nodosus* allerdings aus der Val zoldo an, und v. Buch wiederholt diese An-

---

[1]) Es scheint, dass diese Lateralknoten wohl ursprünglich Umbilicalknoten waren, welche bei den Nodosen und Binodosen gänzlich in die Mitte der Flanken rücken und dass dann bei den letzteren eine neue Reihe von Umbilicalknoten am Nabelrand entsteht.

[2]) Arktische Triasfaunen, t. 5.

[3]) Jaekel, Ueber einen Ceratiten aus dem Schaumkalk von Rüdersdorf und über gewisse als Haftring gedeutete Eindrücke bei Cephalopoden. N. Jahrb. f. Min., II, 1889, p. 19 ff.

[4]) Uebersicht der geognostischen Verhältnisse von Recoaro. Sitz.-Ber. k. Akad. Wien, XVII, 1855, p. 521, 522.

[5]) Saggio di Zoologia fossile, Padova 1827, p. 81. — Memoria geognostica-paleozoica sulle Alpi Venete. Modena 1846, p. 65, 66.

gabe.[1] Thatsache ist aber, dass in einigen Sammlungen Ober-Italiens Exemplare von *Ceratites nodosus* liegen unter dem Fundpunkt Recoaro; PIRONA[2]) führt diese Form aus dem Muschelkalk des Tretto an. BENECKE[3]) sah solche Stücke in Padua; ich selbst konnte sie sowohl in der PASINI'schen Sammlung in Vicenza als auch in Venedig in der Sammlung der Accademia sehen. Alle diese Stücke könnten aber nur aus den grauen Kalkmergel-Schichten des unteren Muschelkalkes, aus dem Horizont des *Dadocrinus gracilis* stammen, welcher ja eine solch' grosse petrographische Aehnlichkeit mit dem deutschen Muschelkalk hat, dass es an Sammlungsstücken dem Gestein nach schwer, wenn nicht oft unmöglich ist, die Provenienz der Stücke zu entscheiden. BENECKE hatte 1868 unzweifelhaft bereits das Richtige getroffen, als er schrieb: „Es liegen allerdings in der Universitätssammlung in Padua einige Exemplare des *Ceratites nodosus* mit der Angabe des Fundorts Recoaro, und CATULLO bildet ein solches ab. Doch haben gerade die Sammler, die Recoaro genauer kennen, nie eine Spur eines Cephalopoden überhaupt, weder bei Recoaro noch im Tretto bei Schio gesehen. Man überzeugt sich nun leicht von augenfälligen Irrthümern in der Bestimmung und der Angabe der Fundorte in dem Museum zu Padua, und da sich eine Menge deutscher Petrefacten dort befinden, die genannten Ceratiten auch gänzlich mit deutschen übereinstimmen, so zweifle ich nicht, dass ihre Heimath diesseits der Alpen zu suchen ist." Herr Professor OMBONI, der jetzige Director der Paduenser Sammlung, hat dann später Herrn v. MOJSISOVICS gegenüber erklärt, dass er an die alpine Provenienz der in seinen Sammlungen liegenden Nodosen nicht mehr festhielte.[4]) Da nunmehr das Lager des *Ceratites nodosus* aut. in der vicentinischen Trias als wesentlich höher festgestellt ist, und zwar in rothen, knolligen Kalken, also in einem Gestein von ganz abweichendem Aussehen, so ist wohl über diese alten Sammlungsstücke endgültig das Urtheil gesprochen. Diese Nodosen scheinen, wie so viele andere deutsche Trias-Versteinerungen,

---

[1]) Ueber Ceratiten. Abhandl. k. Akad. Wissensch. Berlin, 1849, p. 9. — Den von LEOP. v. BUCH im Jahre 1848 erwähnten Ammoniten von Rovegliana, welcher dem *Amm. modestus* HAU. ähnlich sein sollte, konnte ich in Venedig trotz Nachforschung nicht mehr feststellen. Die in jenen Zeiten im Dogenpalaste befindliche Sammlung ist späterhin in die Sammlung der Accademia übergeführt worden, wo ein solches Stück aber nicht mehr zu entdecken ist.

[2]) Costituzione geologica di Recoaro e dei suoi dintorni. Atti R. Ist. Ven., (3), VIII, 1863, p. 112.

[3]) Ueber einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen. Geognost.-paläontol. Beiträge, II, 1868, p. 24.

[4]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1883, XXXIII, p. 572.

im Anfange der vierziger Jahre in die italienischen Sammlungen gekommen zu sein und zwar aus Anlass der vielen Beziehungen, welche CATULLO mit auswärtigen Collegen pflegte. Ein anschauliches Bild des grossen Interesses, welches die Gegend von Recoaro sich damals erfreute, liefern die Arbeiten MURCHISON's, v. SCHAUROTH's und die Briefe LEOP. v BUCH's; während der Brief von GIRARD an BRONN im Jahre 1843[1]) uns ein interessantes Zeitbild entwirft, wie die damals von Auswärtigen viel besuchte Versammlung der italienischen Naturforscher in Padua verlief und ein wie grosses Interesse für die Geologie der italienischen Alpen auch im Ausland zu jener Zeit herrschte.

Seit meiner vorläufigen Mittheilung über diesen Gegenstand scheint nun der *Ceratites subnodosus* aus dem Tretto nicht mehr die einzige *Nodosus*-Form geblieben zu sein, welche in Trias-Ablagerungen von alpinem Habitus auftritt. Vor Allem hat kürzlich Herr VICTOR ANASTASIU[2]) über den Fund eines *Ceratites nodosus* in graugeflammten Kalken der Dobrudscha berichtet; diese Form soll mit gewissen Varietäten des „Hauptmuschelkalkes" (?) Deutschlands identisch sein. Eine nähere Beschreibung oder Abbildung existirt allerdings noch nicht, doch hat mir Herr ANASTASIU einen Abguss zugesandt, so dass ich die Bestimmung dieser Form bestätigen kann; es ist dies eine dem *subnodosus* sehr ähnliche Form (= *compressus* SDBG.). Dieser Nodosen-Fund hat mit dem meinigen das übereinstimmende, dass er sich in demselben Horizont der Trias von alpinem Charakter findet; allerdings sind die Schichten von Zibil, in denen sich der Ammonit vorfand, von einer Lössdecke verhüllt, welche ihre stratigraphische Stellung nicht erkennen lässt, aber da der Horizont des *Ceratites trinodosus* in dem Gebiet meist als rother Kalk vom Aussehen des Schreyer-Alm-Kalkes auftritt, so dürften diese grauen Kalke dem Hangenden angehören und zwar noch in's Liegende der durch Fossilien hinreichend charakterisirten Zone des *Trachyceras Aon* gehören, demnach also das Alter der Buchenstein-Wengener Schichten besitzen, also demselben Niveau angehören wie die rothen Knollenkalke des Tretto mit *Ceratites subnodosus,* wie im II. Beitrag von mir gezeigt werden wird.

Ein zweiter Fund von *Ceratites nodosus* ähnlichen Formen beschrieb kürzlich VACEK[3]). Im oberen Centa-Thal, der alten Fundstelle, von welcher DE ZIGNO bereits in früheren Zeiten die ersten Exemplare von *Lithiotis problematica* aus den ungleich-

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1843, p. 469.

[2]) Le trias de la Dobrogea. Bull. soc. géol. France, (3), XXV, 1897, p. 890.

[3]) Ueber die geologischen Verhältnisse des obersten Val Sugana. Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1896, p. 467.

förmig gelagerten Liaskalken von Laverone als Pflanzenreste beschrieb, oberhalb Caldenazzo in der Val Sugana, befindet sich eine tiefe Schlucht, welche ein herrliches Profil von den tiefsten Schichten des Glimmerschiefers bis in die Liaskalke hoch hinauf bloslegt. VACEK fand in beträchtlicher Höhe in den oberen Schluchten der Fricca Ammoniten-führende Kalke. Ich selbst habe die Stelle im Jahre 1897 unter ungünstigen Wasserverhältnissen besucht und brachte ebenfalls einige Ammoniten mit, welche aus einem Schichtencomplexe stammen, welcher in Dolomit eingelagert oder eingeschoben ist und im Liegenden aus Kalken besteht, denen dann mergelige Kalke mit den herausgewitterten Ammoniten folgen, welche wiederum von Conglomeratschichten überlagert werden. Die anscheinend äusserst complicirte Tektonik, welche in dem Schichtenaufbau dieser Triasschichten herrscht, lässt es unmöglich erscheinen, ohne längeres Studium über die Lagerungsverhältnisse in's Klare zu kommen. Herr VACEK wird vermuthlich in Bälde seine Resultate über dieses tektonisch und stratigraphisch gleich wichtige Gebiet ausführlicher darlegen. Was die Ammoniten-Funde angelangt, so zeigen meine Formen grosse Aehnlichkeit mit *Ceratites Mojsisovicsi* (*subnodosus* MOJS. non MSTR., vergl. oben pag. 212); Herr v. ARTHABER will aber eine Zwischenform von dieser Art und *Ceratites nodosus* DE HAAN erkannt haben. Wie weit dies zutrifft, kann ich nicht beurtheilen, jedenfalls muss diese Angabe neu bestätigt werden, denn v. ARTHABER hatte zu jener Zeit noch nicht die wesentlichen Merkmale des *Ceratites nodosus* von den unwesentlichen getrennt und dadurch die deutschen Formen irrthümlich interpretirt.[1]. Dieser Ammoniten-Horizont entspricht nach VACEK dem Alter der *Trinodosus*-Kalke.

Es liegt mir jetzt noch ob, auf einige Bemerkungen einzugehen, welche sich an meine vorläufige Mittheilung über den Fund des *Ceratites nodosus* aut. angeschlossen haben.

Als Herr v. ARTHABER[2]) seine Notiz „Einige Bemerkungen über die Fauna der Reiflinger Kalke“ bereits in den Druck gegeben hatte, kam ihm meine Mittheilung zu, sofort fügte er seinem Aufsatze einen Anhang hinzu, in welchem er die Bestimmung der vicentinischen Form bezweifelte. Leider konnte ich Herrn v. ARTHABER dann erst durch die Uebersendung meines Originals von seinem Irrthum überzeugen, als seine Bemerkungen bereits gedruckt in Strassburg einliefen. Ich würde, da Herr v. ARTHABER alles hinreichend berichtigt hat, überhaupt nicht

[1]) Die Cephalopoden-Fauna der Reiflinger Kalke, I. Theil, p. 45, und dann II. Theil, p. 119.

[2]) Bezüglich der jetzt besprochenen Arbeiten verweise ich auf die am Eingange dieses Aufsatzes citirten Arbeiten.

mehr auf den Zwischenfall zurückgekommen sein, wenn nicht neuerdings Herr Toula in seinem Bericht in den „Geographischen Jahrbüchern“ wiederum nur die erste Mittheilung von v. Arthaber berücksichtigt hätte und so für einen weiten Leserkreis eine der Wirklichkeit nicht entsprechende Darstellung des Fundes des vicentinischen *Ceratites nodosus* aut. gegeben hätte.

Ich muss ferner darauf aufmerksam machen, dass es sich schon damals nicht um ein Exemplar des Ceratiten handelte, da ich selbst sagte, dass ich „das beste von mir gefundene“ allein beschriebe. Die Betrachtungen, welche Herr Walther also an diesen Fund knüpfte, sind deshalb mindestens stark zu modificiren.

Walther meint, es liegt die Vermuthung nahe, dass nicht der lebende *Ceratites nodosus* bis Ober-Italien wanderte, sondern dass ein „paar leere Schalen auf dem deutschen Triasmeer umhergetrieben wurden, bis sie fern von der Heimath zu Boden sanken“. Aus der vorangegangenen genaueren Beschreibung lassen sich nunmehr aber genügend Gründe anführen, welche diese Idee als unmöglich erscheinen lassen, allerdings konnten diese Widerlegungen meiner ersten Mittheilung, wie ich selbst zugestehe, noch nicht mit solcher Schärfe entnommen werden, da ich erst später den eigenthümlichen Charakter der Fauna näher kennen lernte.

Vor Allem tritt der *Ceratites subnodosus* als relativ häufigste Form in den Tretto-Kalken auf und zwar in einem absolut constanten Typus, er erweist sich also nicht als eine Auswahl von deutschen Formen, sondern als ein endemisches Faunenelement, wie es sicherer gar nicht erkannt werden kann. Diese die verschiedenen Gebiete jeweils kennzeichnende, etwas andere Beschaffenheit einer und derselben Ammoniten-Art sowohl in der Trias- als auch in der Jura-Formation ist es eben, welche die von Walther verfochtene Idee, dass die Verbreitung der Ammoniten-Schalen durch Vertreibung der leeren Schalen herbeigeführt sei, für mich unannehmbar macht. Die fast stets vorhandenen localen Varietäten in den verschiedenen Gebieten des Vorkommens sprechen eine zu beredte Sprache, um der mechanischen Vertreibung irgend welche Rolle zuschreiben zu lassen. In derselben Arbeit hätte ich auch von Walther gern meine schon bisher erbrachten Einwürfe gegen seine Ansicht der Möglichkeit der Vertreibung der Ammoniten-Schalen entkräftet gesehen, leider war es ihm aber versagt, auf diese einzugehen. Ich kann deshalb nicht umhin, meinen früheren Einwurf noch einmal wörtlich zu wiederholen[1]): „Was die Ammoniten betrifft, so können nach

[1]) Zoologisches Centralblatt, III. Jahrg., 1896, p. 383.

meiner Ansicht schwimmende Schalen nur dann in gleichmässiger Vertheilung fossilisirt werden, wenn sie verletzt werden und das Wasser eindringen kann und dieselben zum Sinken bringt; die übrigen werden an's Ufer gespült“ und können demnach nur in reinen Küstenablagerungen fossilisirt sein. Es ist hierbei in Betracht zu ziehen, dass der Sipho bei fast allen Ammoniten, welche in der Beziehung günstiger Erhaltung vorliegen, also in Mergel oder Thonen oder Mergelkalken eingebettet sind, noch in Form eines schwarzen Stranges vorliegt, sodass durch die Siphoöffnungen der Kammerwände kein Wasser eindringen konnte, welches die Schalen sinken liess. „Die allermeisten Ammoniten-Schalen waren aber unverletzt, was die gewöhnliche Ausfüllung durch Kalkspath oder die starke Zerdrückung zeigt. Der Ammonit ist eben vor dem Verwesen oder dem Herausfallen des Thieres bereits vom Schlamm bedeckt und am Meeresgrund gehalten worden.“

Folgende Sätze Walther's sind deshalb, bis es ihm nicht gelingt, die localen Varietäten und die eben wiederholten Einwürfe abzuleugnen, als widerlegt zu betrachten:

> „Die Verbreitung der gekammerten, lufterfüllten Cephalopoden-Schalen ist unabhängig von der Lebensweise der sie bewohnenden Weichthiere.
>
> und
>
> Der Reichthum einer Ablagerung an gekammerten Cephalopoden-Schalen ist unabhängig von der Verbreitung und den Lebensbedingungen der lebenden Thiere.“

Was nun speciell den *Ceratites subnodosus* im Tretto anbetrifft, so sind der Beweise noch mehrere vorhanden, dass diese Form dort, wo ich sie antraf, auch lebte; vor Allem sind die übrigen Faunenbestände in gewisser Weise untereinander wahlverwandt. Ausser unserem Ceratiten finden sich noch eine grosse Anzahl gerade von Ceratiten, welche z. Th. gegenseitige verwandtschaftliche Beziehungen zeigen, dabei im Ganzen aber, ebenso wie *Ceratites subnodosus* selbst, in alpinen Trias-Ablagerungen bisher nicht gefunden worden sind. Es liegt also zweifellos eine zu einander in Beziehung stehende, abgewogene Fauna vor, auf welche die Idee der Zusammentreibung der Schalen nicht angewandt werden darf.

Die Beschreibung der Fauna der „*Ceratites subnodosus*-Schichten“ wird den Inhalt des zweiten Beitrags bilden.

---

2. Ueber eine Sammlung von Geschieben von Kloosterholt (Provinz Groningen).

Von Herrn F. J. P. van Calker in Groningen.

Die hiesige Sammlung von Erratica unserer Gegend hat unlängst einen erfreulichen Zuwachs erhalten, bestehend aus 60 Stück Sedimentärgeschieben und ca. 30 Stück krystallinischen Geschieben, welche mein früherer Assistent Herr J. H. Bonnema bei Kloosterholt, ca. 30 km OSO. von der Stadt Groningen, 45 Min. SO. von Scheemda, im Laufe einiger Jahre gesammelt und unserem Institute zum Geschenk gemacht hat. Ich halte eine kurze Mittheilung über diese Sammlung aus verschiedenen Gründen für geboten. Dieselbe repräsentirt nämlich erstlich, wenn auch noch in recht unvollständiger Weise, die Geschiebemischung ursprünglichen Geschiebelehms an einem östlich von der Stadt Groningen gelegenen Punkte. Ueberdies enthält dieselbe manche seltenere Geschiebearten, und zeigt, was von besonderem Interesse erscheint, Verschiedenheit von der Geschiebemischung der unmittelbaren Umgebung Groningens, indem dieselbe einen mehr ausgesprochen westbaltischen Charakter besitzt. Eine nähere Untersuchung der Sedimentärgeschiebe hat Herrn Bonnema diese Verschiedenheit erkennen lassen, wie er in einer bereits im Druck erschienenen, darauf bezüglichen Mittheilung[1]) dargethan hat. Die krystallinischen Geschiebe wurden darauf von mir selbst einer näheren Untersuchung unterworfen, um auszumachen, ob dieselben auch einen entsprechenden Charakter der Geschiebemischung von Kloosterholt erkennen lassen.

Da es mir wünschenswerth erscheint, so weit das vorhandene Material dies gestattet, ein Gesammtbild dieser Geschiebemischung zu geben, so schicke ich der Mittheilung der Ergebnisse meiner Untersuchung, im Wesentlichen unverändert, voraus, was bereits von Bonnema l. c. mit Bezug auf den Fundort und die Sedimentärgeschiebe in's Besondere veröffentlicht ist.

---

[1]) De sedimentaire zwerfblokken van Kloosterholt (Heiligerlee). Verslag v. d. gewone Vergadering der Wis- en Natuurkundige Afdeeling van 29 Januari 1898 der Kon. Akad. v. Wetenschappen te Amsterdam.

Der Geschiebelehm, aus welchem die gesammelten Geschiebe stammen, liegt in dem diluvialen Hügel („gaasthoogte“)[1], auf welchem Kloosterholt gelegen ist, über dem „potklei“ genannten Thone. Derselbe wird vielfach im Frühjahre ausgegraben und zum Anlegen von Dreschfluren verwendet, und somit bietet sich dann zeitweise Gelegenheit zum Sammeln. Was frühere Mittheilungen über diese Localität betrifft, so ist dieselbe von Venema[2] und Miquel[3], namentlich in Rücksicht auf die in der Nähe gemachten Bernsteinfunde[4] beschrieben und später auch von Lorié[5] erwähnt, und von Schröder van der Kolk[6] wurde ein dort gesammeltes geschrammtes Geschiebe von Choneten-Kalk angeführt.

A. Sedimentärgeschiebe.

Was die Art der Sedimentärgeschiebe im Allgemeinen betrifft, so ist in denselben das Unter-Silur verhältnissmässig noch stärker vertreten, als bei Groningen. Namentlich kommen sehr viele rothe, untersilurische Kalksteine vor, die jedoch wegen Armuth an Petrefacten eine genauere Altersbestimmung nicht zulassen.

I. Cambrium.

a. Unteres Cambrium.

Scolithes-Sandstein[7] (1, 2).

Von diesem Gesteine wurden 2 Stücke aufgefunden, von welchen das eine feinkörnig und hellgrau, das andere dunkler und mehr quarzitisch ist. Welchem der bekannten anstehenden Vorkommnisse diese Stücke entsprechen, konnte nicht festgestellt werden.

b. Mittleres Cambrium.

Glaukonitisches Kalkconglomerat mit *Ellipsocephalus* cf. *polytomus* Linnars.[8])

Ein wahrscheinlich hierher gehöriges Geschiebe (5) besteht aus einem Kalkconglomerat, dessen Cäment reich an Kalkspath

---

[1]) G. A. Venema, De barnsteen in de provincie Groningen. Verhandel. d. Commissie v. d. geol. Kaart v. Nederland, II, 1854, p. 147.

[2]) Ibidem.

[3]) Naschrift, ibid., p. 151.

[4]) 5 Stücke dieses Vorkommens befinden sich in der Groninger mineralogischen Sammlung.

[5]) Contributions à la Géologie des Pays-Bas, VI, 1895, p. 87.

[6]) Bydrage tot de Kennis der Verspreiding onzer kristallyne Zwervelingen, p. 52.

[7]) F. Römer, Lethaea erratica, p. 22.

[8]) Ibid., p. 28.

und von grauer Farbe ist und worin abgerundete, meist hellgrüne, manchmal dunkelgrüne bis beinahe schwarze und dann stark glänzende Kalksteinstückchen liegen. Auch enthält dasselbe etwas Pyrit.

c. Oberes Cambrium.

1. Stinkkalk mit *Leptoblastus stenotus.*[1])

Das höchst wahrscheinlich hierher gehörige Geschiebe (4) besteht aus einem feinkörnigen, schwarzen Kalkstein, in welchem Reste vorkommen, die Bonnema für solche von *Leptoblastus* und *Eurycare* hält.

2. *Peltura*-Stinkkalk.[2])

Das einzige faustgrosse Geschiebe dieser Art (3) besteht aus Kalkstein, der in dem einen Theil desselben schwarz und feinkörnig, im anderen grau und mehr krystallinisch ist, was nach Dames[3]) auf eine Herkunft aus Ost-Gothland oder von Oeland hinweist. Was seine Petrefacten-Einschlüsse betrifft, so überwiegen die von *Sphaerophthalmus* über solche von *Peltura scarabaeoides.*

Ein weiteres Stinkkalkgeschiebe konnte, weil es keine Petrefacten enthält, nicht näher bestimmt werden.

Höchst wahrscheinlich muss auch zum Cambrium gerechnet werden ein Geschiebe (39) von

Gelbgrauem Sandstein mit *Hyolithes.*

Dieselbe Geschiebeart wurde schon früher von mir[4]) bei Steenbergen und von Bonnema bei Roden aufgefunden.

II. Silur.

a. Unter-Silur.

1. Glaukonitkalk[5]) nach F. v. Schmidt.

Die drei hierher gehörigen Geschiebe (6, 8, 9) sind aschgrau und enthalten viel Glaukonit. Durch Behandlung mit Salzsäure wurden in letzterem auch die von Schmidt in B2 angegebenen Pteropoden erkannt, von welchen eine posthornartig aufgerollte Form besonders charakteristisch ist. Dieselbe Art kommt in einem dunkelbräunlichen Geschiebe vor, worin die Pteropoden

---

[1]) F. Römer, Lethaea erratica, p. 34.

[2]) Ibidem.

[3]) Geologische Reisenotizen aus Schweden, p. 435.

[4]) Diese Zeitschrift, 1890, p. 582.

[5]) F. v. Schmidt, Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten, p. 18.

gelb sind. Dasselbe ist sicher dasselbe Gestein, welches STOLLEY[1]) beschrieben und auf Dalarne zurückgeführt hat.

2. Vaginatenkalk nach F. v. SCHMIDT.

Hierzu gehört unzweifelhaft ein deutlich krystallinisch-körniges, graues Kalksteingeschiebe[2]) (14), das auf den Absonderungsflächen hellgrün erdig ist und ein *Asaphus*-Pygidium, sowie Cephalopodenreste enthält.

Noch vier weitere Geschiebe glaubt BONNEMA hierher stellen zu müssen, nämlich:

Ein dichtes, graues Kalksteingeschiebe[3]) (60), welches eine Glabella von *Phacops* enthält und petrographisch durchaus Groninger Geschieben mit *Endoceras Damesi* DEWITZ und *Endoceras commune* WAHLBG. entspricht; ferner drei Geschiebe von rothem Kalkstein[4]), davon enthält das eine (10) von braunrother Farbe *Acroteta* sp. und *Niobe*-Reste, das zweite (11), mehr gefleckte, *Agnostus glabratus* ANG., *Pseudosphaerexochus* sp. und *Primitia Schmidti* A. KRAUSE, das dritte (61) *Endoceras*.

3. *Leptaena*-Kalk.[5])

Von diesem Gestein ist die hellfarbige, körnige, durch ihren Reichthum an Kalkalgen charakterisirte Varietät in zwei Geschieben (19, 68) vertreten. Die in farblosem Kalkspath petrificirten Kalkalgen verursachen auf der Oberfläche derselben dunkle Ringelchen. Die fleischfarbige Varietät ist ebenfalls in einem Geschiebe (26) gefunden.

4. *Retiolites*-Schiefer.

Hierher gehört ein schwarzes, dünnblätteriges Schiefergeschiebe (17) mit *Monograptus priodon* BRONN und vielleicht auch ein zweites (18) mit dem Abdruck einer Alge.

b. Ober-Silur.

1. Graptolithen-Gestein.

Das typische Gestein wurde zwar bis jetzt noch nicht gefunden, aber wohl eine seiner Varietäten, nämlich ein dunkel-

---

[1]) Die cambrischen und silurischen Geschiebe Schleswig-Holsteins und ihre Brachiopoden-Fauna, p. 16.

[2]) REMELÉ, Festschrift f. d. 50jähr. Jubelfeier d. Forstakadmie Eberswalde, 1880, p. 197.

[3]) REMELÉ, Katalog der beim Geologen-Congress zu Berlin ausgestellten Geschiebesammlung, p. 9 III c.

[4]) Ibidem, p. 9 III d.

[5]) REMELÉ, Diese Zeitschrift, XXXII, p. 645, XXXIV, p. 651.

graues, schieferiges, glimmerreiches Sandsteingeschiebe (34) mit *Monograptus ludensis* Murch.[1])

2. Untere Oeselsche Schicht.

Ein gelbgraues Kalksteingeschiebe (74) mit *Leperditia baltica* His. sp. und *Conocardium* sp.

3. Obere Oeselsche Schicht.

a. die gelbe Zone ist repräsentirt durch einige gelbliche und graue Kalksteingeschiebe (21, 22, 24, 75, 76) mit *Leperditia phaseolus* His., *Proctus conspersus* Ang., *Ilionia prisca* His. sp.;

b. die graue Zone ist vertreten durch Geschiebe von typischem Chonetenkalk (27, 28, 54, 35, 37, 29, 25, 77, 36, 31, 32, 78, 33, 30) mit *Onchus* sp., *Pholidops antiqua* Schloth. sp., *Chonetes striatella* Dalm. sp., *Beyrichia tuberculata* Kl. sp., *Kloedenia Wilckensiana* Jones, *Tentaculites* sp.

III. Jura.

Lias.

Hierher gehört wohl ein rothbraunes, glimmerreiches Thoneisensteingeschiebe (79) mit Pflanzenresten, welches Römer's[2]) Beschreibung entspricht.

IV. Kreide.

Cretaceische Geschiebe kommen bei Kloosterholt reichlich vor, namentlich Schreibkreide mit Feuerstein (36, 39). Auch wurden ein Paar Exemplare von *Ananchytes ovata* Leske sp. (37, 38) gesammelt.

V. Tertiär.

Eocän

Ein gelbgraues, feinkörniges Sandsteingeschiebe (58), auf dessen Schichtflächen zahlreiche Lamellibranchiaten-Schalen, worunter *Leda* (aff. *gracilis?*), und dunkelgraue, erdige, von Boll für Koprolithen gehaltene Körnchen liegen, entspricht der von Steusloff[3]) gegebenen Beschreibung.

Oligocän.

Zum Mittel-Oligocän gehört ein Stück einer blaugrauen Septarie, deren Spalten mit gelbem Kalkspath ausgefüllt sind (46); vielleicht auch eine Pyritknolle (54).

---

[1]) F. Römer, Lethaea erratica, p. 93.

[2]) Ibidem, p. 143, 3.

[3]) Sedimentärgeschiebe von Neubrandenburg, p. 176.

Aus Obigem geht hervor, dass die Sedimentärgeschiebe von Kloosterholt meistens schwedischen Charakter haben. Dies gilt namentlich vom *Scolithes*-Sandstein, Stinkkalk, *Hyolithes*-Sandstein, Rothem Orthoceren-Kalk, *Leptaena*-Kalk, *Retiolites*-Schiefer. Dagegen wurde Nichts gefunden von typisch russischen Gesteinen, wie *Cyclocrinus*-Kalk, *Pentamerus*-Kalk und -Dolomit, devonischem Sandstein mit Fischresten, *Estheria*-Dolomit u. s. w., welche alle bei Groningen nicht selten sind.

Wiewohl quantitative Bestimmungen noch nicht ausgeführt werden konnten, meint Bonnema, dass die Anzahl der untersilurischen Geschiebe die der obersilurischen übertrifft. Auch hebt er das häufige Vorkommen cretaceischer Geschiebe zu Kloosterholt hervor, welche bei Groningen sehr zurücktreten.

B. Krystallinische Geschiebe.

Ausser den im Vorhergehenden aufgeführten von Bonnema beschriebenen Sedimentärgeschieben, liegen noch 32 andere Geschiebe von Kloosterholt vor. Es sind ein paar Quarzite und Sandsteine, worunter solche mit discordanter Parallelstructur, mehrere Hälleflinten, ein Gneiss, einige Quarzporphyre, 7 Diabase und 8 basaltische Gesteine. Wenn unter den erstgenannten dieser Geschiebe auch einzelne, wie Elfdalener Porphyre und ein paar Hälleflinten, sich mit bekannten schwedischen Gesteinstypen identificiren lassen, die auch in der Groninger Geschiebemischung vertreten sind, während andere in letzterer bisher nicht bemerkt worden sind, so beschränke ich mich doch hier auf eine nähere Betrachtung der genannten basischeren Silicatgesteine. Sind es doch gerade diese und namentlich die darunter vorkommenden Basaltgeschiebe, wodurch auch dieser Theil der kleinen Kloosterholter Geschiebesammlung ein besonderes Interesse verdient. Während nämlich schon in früherer Zeit und namentlich in den letzten 20 Jahren nicht nur durch eifriges Sammeln an Aufschlüssen in der unmittelbaren Umgebung der Stadt Groningen Tausende von Geschieben hier eingeheimst worden sind, sondern selbst auf meine Veranlassung mit besonderer Aufmerksamkeit nach Basaltgeschieben gesucht worden ist, konnte, in einer von mir[1]) im Jahre 1891 aufgestellten Liste der im hiesigen Geschiebelehm vorkommenden Geschiebearten, Basalt von Schonen nur mit Fragezeichen aufgeführt werden. Abgesehen von einigen basaltartigen Geschieben, deren nähere Bestimmung zugleich mit der Beschreibung einiger von Bonnema

[1]) Handelingen van het derde Nederlandsch Natuur- en Geneeskundig Congres te Utrecht, 1891, p. 362.

bei Oude Mirdum in Friesland gefundener Basaltgeschiebe baldigst an anderer Stelle gegeben werden soll, ist bis jetzt hier bei Groningen nur ein einziges typisches Basaltgeschiebe gefunden, das zwar Schoner Basalten ähnelt, aber doch mit keiner der mir zu Gebote stehenden Proben solcher in mikroskopischem Detail übereinstimmt. Umsomehr musste es mich natürlich überraschen, dass in der kleinen Geschiebesammlung von Kloosterholt nicht weniger als 8 Basaltgeschiebe vorhanden sind. Eine nähere Beschreibung und Bestimmung derselben dürfte daher wohl von Interesse sein.

Basalt.

1. Feldspathbasalt.

a. Hierher gehören zunächst zwei unserer Geschiebe (IV, V), welche nicht nur makroskopisch und mikroskopisch bei schwachen Vergrösserungen in gewöhnlichem Lichte und zwischen gekreuzten Nicols, sondern auch bei starken Vergrösserungen in allen Details eine so vollständige Uebereinstimmung mit dem Basalte von Anneklef in Schonen zeigen, dass die Identificirung und Herkunftsbestimmung dieser Stücke so sicher wie möglich ist. Aber ebenso wie verschiedene Stücke des Basaltes von Anneklef einige Unterschiede zeigen können, wie z. B. namentlich in dem mehr oder weniger reichlichen Vorkommen dendritisch - trichitischer Devitrificationen in dem farblosen Glase, so unterscheidet sich auch von den beiden Geschieben das eine (IV) durch den grossen Reichthum an letzteren, während solche in dem anderen (V) nur ganz sporadisch vorkommen.

b. Ein drittes unserer Basaltgeschiebe (I) mit theilweise geschrammter Oberfläche erscheint auf dem frischen unebenen Bruch aphanitisch, grünlich-grauschwarz von Farbe und zeigt nur sehr sporadisch einzelne kleine, schimmernden Augite. Dasselbe gehört wohl zu demselben Typus von Feldspathbasalten wie die beiden ersten, unterscheidet sich von denselben aber schon durch das mikroskopische Bild des Dünnschliffs bei schwacher Vergrösserung, sowohl dadurch, dass die Grundmasse dieses Gesteins viel feinkörniger ist und die reichlichen Plagioklasleisten sämmtlich durch Fluctuationsstructur parallel gerichtet sind, als auch durch den Habitus der porphyrischen Augite und Olivine. Dasselbe zeigt, abgesehen von der sehr entwickelten Fluctuationsstructur im mikroskopischen Bilde, wenn auch nicht Uebereinstimmung im Detail, so doch Aehnlichkeit mit dem Basalte von Allarpsberg in Schonen, von welchem ich, ebenso wie von einigen anderen Schoner Basalten, ein Stückchen der Güte des Herrn Anders Hennig in Lund verdanke.

c. Das vierte Basaltgeschiebe besteht aus einem Feldspathbasalt mit braunem Glase, das mit massenhaften, vielfach Magnetitskeletten ähnlichen, schwarzen, dendritischen und trichitischen Mikrolithen erfüllt ist. Seine Herkunft aus denselben Basaltergüssen, von welchen die diesem Typus entsprechenden, am meisten nordwestlichen, von den vier, südwestlich von Snababerg, bei Gunnarp gelegenen, niedrigen, unbedeutenden Basaltkuppen Schonens, und auch einige schon länger bekannte nordische Geschiebe abzuleiten sind, dürfte wohl keinem Zweifel unterliegen. Wenigstens zeigt das mikroskopische Bild des Dünnschliffes unseres Geschiebes so viel Uebereinstimmung mit dem des Basaltes von Frederiksberg, östlich von Sösdala in Schonen, sowie auch mit dem von einigen aus einer grösseren Zahl von Dünnschliffen mecklenburgischer Basaltgeschiebe (159 Sternberg, 187 Sternberg, 433 Boltenhagen), welche mir Herr E. Geinitz (Rostock) gütigst zum Vergleich überlassen hatte, dass die Verschiedenheit nur im Mengen- und Grössenverhältniss von Glas und porphyrischer Augit-, Olivin- und Plagioklaskrystalle und der Devitrificationsproducte besteht. Das sind aber Unterschiede, die bei verschiedenen Stellen von ein und demselben Basalt-Vorkommen entnommenen Stücken vielleicht ebenso gross sein dürften.

d. Noch zwei basaltartige Geschiebe schliesse ich hier den Feldspathbasalten an, das eine (VII) mit schmutzig grauer, das andere (VIII) mit rostfarbiger Verwitterungsrinde, beide auf dem Bruch frisch, feinkörnig, schwarz, ohne grössere makroskopische Einsprenglinge. Gemäss ihrer Mikrostructur gehören dieselben zu Zirkel's Gruppe V, b. Ihre Grundmasse besteht nämlich hauptsächlich aus, in der Mehrzahl an Grösse nicht sehr verschiedenen, fast ganz reinen, an den Enden oft ausgefaserten Plagioklasleisten, die, oft zu zwei oder mehr dicht aneinander gedrängt, divergent angeordnet sind, und in deren meist kleine, keilförmige oder pfeilspitzenähnliche Zwischenräume eine intersertale Basis eingeklemmt ist. Letztere erscheint in nicht sehr dünnen Präparaten bei VII vollkommen undurchsichtig schwarz, bei VIII schwarz, aber hier und da mit sehr dunkelgrün durchscheinenden Flecken. Augit, sehr zurücktretend, und Olivin, namentlich in VIII schmutzig grün serpentinisirt, aber manchmal gut begrenzt, sonst in kleinen und sehr kleinen Körnern, kommen, namentlich zwischen gekreuzten Nicols, hier und da längs den Feldspathleisten und in den Zwischenräumen zum Vorschein Dieses mikroskopische Bild dickerer Dünnschliffe entspricht dem des von Geinitz[2]) als Feld-

[1]) Lehrbuch der Petrographie, 2. Aufl., II, p. 899.

[2]) Die skandinavischen Plagioklasgesteine und Phonolith aus dem mecklenburgischen Diluvium, Halle 1882, p. 94.

spath-Basalt-Mandelstein bestimmten mecklenburgischen Geschiebes von Ludwigslust (45).

In sehr dünnen Schliffen löst sich bei starker Vergrösserung die schwarze Zwischenklemmungsmasse in vielfach etwas plumpe körnig-aggregirte, dendritische oder Magnetitskeletten entsprechende Bildungen oder auch in lose Körnchen auf, so dass man ein Bild erhält, welches sehr an das eines Dünnschliffes des von Möhl [1]) beschriebenen Basaltes vom Steinbruch bei Fauerbach II bei Friedberg in der Wetterau erinnert.

Ob und wo diese Gesteins-Ausbildung anstehend bekannt ist, vermag ich nicht anzugeben.

2. Nephelinbasalt.

Ein siebentes Basaltgeschiebe von Kloosterholt (II) hat eine etwas rauhe, gelbliche Oberfläche und zeigt auf dem ziemlich ebenen Bruch ein aphanitisches Aussehen, grünlich grauschwarze Farbe und sehr vereinzelte porphyrische Olivine. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigte dasselbe mit keiner der mir zu Gebote stehenden Proben anstehender Schoner Basalte und anderwärts (Mecklenburg, Leipzig [2])) gefundener und bestimmter Basaltgeschiebe eine so grosse Uebereinstimmung, dass dessen Herkunft aus dem Basaltgebiete Schonens für ebenso erwiesen betrachtet werden könnte, wie bei den ersten vier Geschieben. Indessen wird aus dem Folgenden hervorgehen, dass die Wahrscheinlichkeit dieser Herkunft doch eine sehr grosse ist und dass letztere mit Hülfe von mehr Vergleichsmaterial vielleicht vollkommen sicher gestellt werden könnte. Das Geschiebe besitzt eine feinkörnig rauhe, theils aschgraue, theils gelblich braune Oberfläche; auf dem frischen, ziemlich ebenen Bruche erscheint es grünlichschwarz, aphanitisch, mit sehr vereinzelten, makroskopischen, bräunlichen Olivin-Einsprenglingen. Das mikroskopische Bild des Dünnschliffs zeigt eine röthlichgraue, recht feinkörnig-krystallinische Grundmasse, die aus, wie es bei schwacher Vergrösserung den Eindruck macht, eng an einander schliessenden Körnchen und Säulchen von Augit besteht und durch Magnetitkörnchen schwarz gesprenkelt ist. Darin liegen porphyrisch ausgeschieden ziemlich reichliche, kleinere und mittelgrosse, weniger gut begrenzte und meistens theilweise oder ganz grün- oder grünlichgelb-serpentinisirte Olivine und nur sehr vereinzelte, etwas grössere und breitere, hell-

---

[1]) Zusammenstellung, mikroskopische Untersuchung und Beschreibung einer Sammlung typischer Basalte, Stuttgart 1874, p. 25.

[2]) Proben Leipziger Basaltgeschiebe und die Benutzung von Penck's Originalpräparaten verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn H. Credner (Leipzig).

röthlich graue Augite, während die kleineren Augitkrystalle der zweiten Generation säulenförmig entwickelt sind. Feldspath scheint ganz zu fehlen.

Bei starker Vergrösserung werden in der Grundmasse hier und da Zwischenräume mit farbloser Ausfüllung erkennbar, die zwischen gekreuzten Nicols isotrop oder heller oder dunkler blaugrau erscheint, sowie stellenweise grössere inselartige, bräunlich gelbe Glaspartien mit äusserst feinen, bei 850maliger Vergrösserung noch nicht gut definirbaren, globulitischen oder kurzen dendritischen Devitrificationen. Da ein Dünnschliff dieses Geschiebes, mit kalter Salzsäure behandelt, schon nach einigen Stunden sehr schöne Kochsalzwürfel giebt, so halte ich die farblosen Partien für Nephelin resp. Nephelinitoid. Ich möchte deshalb, wiewohl ich keine individualisirten Nephelinkrystalle in diesen Dünnschliffen fand, dieses Gestein dem feldspathfreien Nephelinbasalt zuzählen.

Das mikroskopische Bild zeigt grosse Aehnlichkeit mit dem eines Leipziger Geschiebes (K 31. 55. 6, Eilenburger Bahnhof) sowohl was die Grundmasse und die darin vorkommenden Glaspartien mit ihren Devitrificationen betrifft, als auch bezüglich der Abwesenheit resp. Spärlichkeit von Plagioklasleisten und der Spärlichkeit der porphyrischen grösseren Augite, während in dem Leipziger Geschiebe die Grundmasse etwas grobkörniger und die Olivine viel frischer, wenig oder nicht serpentinisirt sind. Auch zeigt unser Geschiebe unverkennbare Aehnlichkeit mit Basalten aus Eichstedt's Abtheilung der Nephelinbasalte mit reichlichem Glase. [1]) Aber weder mit den Basalten von Lillö und Gellaberg, von welchen ich Vergleichsmaterial besitze, noch mit denen von Hagstad und Hästhallarne, gemäss Eichstedt's Beschreibung, stimmt dasselbe in mikroskopischen Details der Dünnschliffe so überein, dass eine Identificirung mit dem einen oder anderen möglich wäre. Jedoch scheinen mir hier keine grösseren Abweichungen vorzuliegen als die, welche Eichstedt [2]) für Basaltgeschiebe von Lesum bei Bremen von dem Lillö-Basalte anführt, die er aber dessenungeachtet doch als Modification der letzteren betrachtet. Und somit glaube ich, dass man auch in dem vorliegenden Falle berechtigt ist, das fragliche Geschiebe der erwähnten Gruppe der Nephelinbasalte zuzuzählen und dasselbe aus den entsprechenden Basalt-Ergüssen zu deriviren.

Anhangsweise lasse ich hier noch ein eigenthümliches Geschiebe von basaltischem Aussehen (VI) folgen. Seine Oberfläche

---

[1]) Eichstedt, Skånes Basalter, p. 48—54.
[2]) Geol. Fören. Förhhandl., VI, p. 568.

ist ziemlich glatt, geschrammt, aschgrau, aber dunkler gefleckt in Folge der zahlreichen, porphyrisch ausgeschiedenen Augite, von welchen die grössten über $^1/_2$ cm Grösse erreichen. Sein Bruch ist grünlich grauschwarz, schwarz gesprenkelt durch die Augite, von welchen, beim Abschlagen eines Stückes, ein 7 mm langer Krystall (∞ P ∞ . ∞ P . P) herausfiel. Der Dünnschliff zeigt unter dem Mikroskop eine körnig-krystallinische Grundmasse, welche aus Kryställchen und Körnern von Augit und Magnetit und einem mehr oder weniger reichlich dazwischen durchziehenden, nur hell und dunkelgrau polarisirenden Minerale besteht, in welcher sehr zahlreiche grössere, gut begrenzte, hellröthliche Augite, vielfach Zwillinge oder polysynthetische Krystalle nach ∞ P ∞, und etwas weniger reichliche, aber letzteren an Grösse kaum nachstehende Krystalloide mit abgerundeten Conturen porphyrisch ausgeschieden liegen. Letztere Einsprenglinge besitzen eine sehr hell seegrüne Farbe, sind durch lappige, grünlichgraue, körnige Schüppchen unregelmässig gesprenkelt und z. Th. umsäumt und erscheinen zwischen gekreuzten Nicols isotrop oder mit Aggregatpolarisation. Wiewohl diese Einsprenglinge nicht die aus basaltischen Gesteinen, Diabasen und Serpentinen wohlbekannten Umsetzungsformen von Olivin zeigen, so möchte ich sie doch einstweilen für solche halten, da doch umgewandelte Olivine von ähnlichem Aussehen vorkommen, wie z. B. in dem Palaeopikrit von Niederdieten, Biedenkopf. Was das oben erwähnte, in der Grundmasse vorkommende, zwischen gekreuzten Nicols nur hell und dunkel erscheinende Mineral betrifft, so will ich noch bemerken, dass dasselbe kein Nephelin sein kann, da auch bei lang fortgesetzter Behandlung mit kalter Salzsäure keine Kochsalzwürfel erscheinen.

Da mir ein ähnliches nordisches Gestein oder Geschiebe nicht bekannt ist, so muss ich einstweilen an dieser Stelle von einer näheren Bestimmung dieses Geschiebes absehen.

Diabas.

Die vorliegenden Diabasgeschiebe können fast alle auf bekannte, in Schweden anstehende Gesteine zurückgeführt werden.

Zunächst sind drei Geschiebe zu nennen, welche zwar makroskopisch und mikroskopisch kleine Unterschiede zeigen, aber von welchen zwei ganz unverkennbar und charakteristisch den Typus des Kinne-Diabas repräsentiren, welcher deckenartig auf den untersilurischen Bildungen West-Gothlands und auch in Schonen an mehreren Orten auftritt, während das dritte Geschiebe, gewiss auch zum Kinne-Diabas gehörig, im mikroskopischen Bilde gewisse Aehnlichkeit mit dem Hunne-Diabas zeigt.

Drei andere Diabasgeschiebe fasse ich wegen wesentlicher

Uebereinstimmung des mikroskopischen Bildes ihrer Dünnschliffe zusammen. Zwei derselben sind makroskopisch etwas ungleichkörnige, grünlichschwarze Gesteine mit eingesprengten kleinen, sporadischen Pyriten, von welchen das eine viele, bis mehrere Centimeter grosse, porphyrisch ausgeschiedene Plagioklase von schmutzig olivengrüner Farbe und mit violettlich braunem Kern enthält, während das dritte körnig-krystalllinische, ebenfalls pyrithaltige Gestein violettlichroth und dunkelgrau gesprenkelt ist. Bei mikroskopischer Untersuchung der Dünnschliffe dieser drei Geschiebe zeigen nun die Plagioklase eine, von den Rändern nach der Mitte zu verblassende, braune Farbe und sind übrigens mehr oder weniger saussuritartig getrübt; der fast farblose Augit ist bis auf wenige Reste in eine grüne, faserige, mit Magnetitstaub erfüllte Viriditmasse, z. Th. peripherisch in Amphibol umgewandelt, die Olivinkörner sind spärlich und meist durch dunkelbraunen Staub fast undurchsichtig. Ferner treten Quarz und Titaneisen, auch wohl Glimmer auf. Demgemäss besteht wohl kein Zweifel, dass wir es hier mit dem die jüngeren krystallinischen Schiefer Schwedens durchsetzenden Ottfjäll-Diabas[1]) zu thun haben. Eines dieser letzteren Geschiebe zeigt, namentlich zwischen den Plagioklas-Individuen, die mannigfaltigsten, schönsten Mikropegmatit-Structuren eines Granophyrs, wie sie von Törnebohm auch vom Kongadiabas (l. c., p. 261) und Hellefors-diabas (l. c., p. 268) angeführt werden.

Durch die Untersuchung der krystallinischen Geschiebe wird offenbar der von Bonnema in den Sedimentärgeschieben erkannte westbaltische Charakter der Kloosterholter Geschiebemischung bestätigt, insofern einerseits gerade in den Basaltgeschieben Gesteine vorliegen, die einzig und allein auf die Basalt-Ergüsse zurückgeführt werden können, aus welchen auch die Kuppen Schonens hervorgingen, und auch von den übrigen Geschiebearten viele, wie namentlich Diabase, Porphyre, Hälleflinten, nachweislich mit schwedischen Typen übereinstimmen, während andererseits darunter kein Gestein vorkommt, das entschieden einen anderen Ursprung verriethe. Man könnte jedoch den Einwurf machen, dass die beschriebene kleine Geschiebesammlung nicht ein Bild der im Geschiebelehm von Kloosterholt vorkommenden Geschiebemischung geben könne, sondern vielmehr als eine Auswahl erscheine, wenn auch darum nicht behauptet werden solle, dass es eine mit bestimmter Absicht getroffene Auswahl sei. Demgegenüber müsste aber daran erinnert werden, dass, wie oben bemerkt, selbst bei

[1]) A. E. Törnebohm, Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbro-Gesteine Schwedens. N. Jahrb. f. Min., 1877, p. 273.

absichtlichem Suchen in den Groninger Aufschlüssen eine solche Ausbeute an Basaltgeschieben doch nicht gemacht werden konnte. Kaum wird man wohl eine solche Verschiedenheit dem Spiele neckischen Zufalls zuschreiben können, wenn solcher auch beim Geschiebesammeln sich oft in sonderbarer Weise geltend machen kann. Indessen sollte man nach meiner Meinung in solchen Fällen immerhin die grösste Vorsicht beobachten, um keine voreiligen Schlüsse zu ziehen. Und so hege ich denn auch die Absicht, um, sobald sich wieder die Gelegenheit zum Geschiebesammeln bei Kloosterholt bietet, die Richtigkeit des Resultates der vorliegenden Untersuchung nochmals mit reichlicherem Material zu prüfen und womöglich zu bekräftigen.

---

3. Beiträge zur Kenntniss der Astrocoeninae.

Von Herrn J. Felix in Leipzig.

Hierzu Tafel XI.

Astrocoenia.

Beobachtungen über die Mikrostructur der Gattung *Astrocoenia* verdankt man in letzter Zeit Frech[1], Volz[2] und Ogilvie[3]. Frech (l. c., p. 33) giebt an, die Individuen seien durch Wälle mit einander verbunden, innerhalb deren man meist mehrere Reihen von Primärdornen wahrnehme. Ist der Zwischenraum der Kelche gekörnelt, so seien die Körner die Endigungen der Primärdornen. Die Endothek bestehe aus horizontalen Dissepimenten und sei meist schwach entwickelt. Die Columella verbreitere sich horizontal und bilde mit den dornförmigen Septalendigungen ein unregelmässiges Gewebe. Frech rechnet *Astrocoenia* zu den Astraeiden. Volz (l. c., p. 94) giebt an, „die Aehnlichkeit zwischen *Astrocoenia* und *Stephanocoenia* ist nur Convergenz, systematisch sind beide scharf zu trennen; erstere gehört zu den Stylophylliden; allerdings wäre noch zu untersuchen, ob die jüngeren als *Astrocoenia* beschriebenen Formen auch mit den Zlambach - Formen übereinstimmen, da die Stylophylliden den Lias nicht zu überleben scheinen, sonst wäre eine neue Gattung aufzustellen." Da Volz p. 86 die Stylophylliden u. a. charakterisirt durch die im Allgemeinen wagerechte Stellung der die Septen aufbauenden Trabekeln, so muss man nach ihm eine derartige Septalstructur auch für *Astrocoenia* annehmen.

---

[1]) Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica, XXXVII, 1890. (Spätere Abkürzung: Frech, Trias, I.).

[2]) Frech u. Volz, Die Korallenfauna der Trias. II. Die Korallen der Schichten von St. Cassian. Palaeontographica, XLIII, 1896. (Spätere Abkürzung: Frech-Volz, Trias, II.)

[3]) Die Korallen der Stramberger Schichten. Paläontologische Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreide-Formation im Gebiete der Karpathen u. s. w., Abth. VII in Paläontol. Mittheil. a. d. Museum des bayr. Staates, III. (Spätere Abkürzung: Ogilvie, Stramberg.).

Leider ist von diesem feineren Bau der Skeletelemente bei den von FRECH zuerst gegebenen, und dann von VOLZ copirten Abbildungen nichts zu sehen, da diese, bei geringer Vergrösserung gezeichnet, vielmehr nur die Ausbildung der Dissepimente und der Columella zeigen. So sind die Angaben von M. OGILVIE (l. c., p. 146) über die Mikrostructur der Septen bei *Astrocoenia* wohl die ersten. Sie fand, dass in einem Kelchquerschliff in der Mittelebene des Septum die Axen der Trabekeln (= Primärdornen FRECH und VOLZ) als isolirte, dunkle Punkte erscheinen. Die Endigungen der Trabekeln bilden am Oberrand der Septen kleine, rundliche, conische Erhöhungen. Ueber die Richtung der Trabekeln giebt OGILVIE nichts an, auch ist kein Längsschliff abgebildet, doch ergiebt sich aus ihren Beobachtungen und der f. 8a auf Taf. 16 jedenfalls soviel, dass die Trabekeln nicht horizontal verlaufen können.

In einem Längsschliff der cretaceischen *Astrocoenia ramosa* konnte ich nun thatsächlich beobachten, dass die Trabekeln schräg nach oben und innen, also ungefähr nach der Columellaspitze zu verliefen. In unserer Fig. 2a geht diese Richtung in dem linken und in der oberen Partie des rechten Septum allerdings mehr in eine horizontale über, doch möchte ich nach Vergleich mit anderen Stellen annehmen, dass hier der Schliff die Mittelebene des Septum verlässt und sich dem basalen Theil eines Horizontalleistchens nähert, zu welchem nahe dem Innenrand der Septen die Granulationen auf den Seitenflächen derselben zusammenfliessen. Da sich der obere Septalrand von dem Kelchrand zu der Columella etwas senkt, so werden ihn die Trabekeln zwar nicht genau senkrecht, aber doch unter einem Winkel treffen, der sich einem rechten sehr nähert, und werden daher ihre Calcificationsaxen in einem Septalquerschnitt bei genügender Vergrösserung als dunkle, rundliche Punkte erscheinen. Ich habe den Ausdruck „Primärdornen“ hier vermieden, denn bei *Astrocoenia* erscheinen die fraglichen Gebilde durchaus nicht als jene dünnen, dornförmigen Körper, wie sie VOLZ mehrfach abbildet; ein jeder repräsentirt sich vielmehr im Querschliff als eine dunkel gefärbte, runde oder elliptische Area, deren Durchmesser im Verhältniss zu dem des ganzen Trabekel oft ein sehr beträchtlicher ist und in welcher man bisweilen wiederum hellere Flecke wahrnimmt. [1])

Die sonstigen Einzelheiten der Structur sollen bei Besprechung der einzelnen Arten erwähnt werden. Was die Stellung

[1]) Vergl. OGILVIE, Microsc. and system. study of madrep. types of corals, p. 126.

der Gattung *Astrocoenia* anlangt, so sind meine Untersuchungen über die Mikrostructur der Korallenskelette noch nicht umfassend genug, um eine bestimmte Ansicht darüber aufzustellen; vorläufig stelle ich sie mit *Stephanocoenia, Columnastraea* und *Stylocoenia* in eine Unterfamilie *Astrocoeninae,* die mit den *Stylophorinae* die Familie der *Stylophoridae* bildet; letztere ist wahrscheinlich mit den *Oculinidae* und den *Pocilloporidae* in eine grössere Gruppe zusammenzufassen.

Astrocoenia ramosa M. Edw. et H. (Sow. sp.).
Taf. XI, Fig. 2.

Die beiden von früheren Autoren[1]) unterschiedenen Arten *Astrocoenia ramosa* und *A. reticulata*, sowie die später von Reuss (l. c., p. 96) zugefügte *A. tuberculata* glaube ich zu einer Art, *A. ramosa,* zusammenfassen zu müssen, und können die beiden anderen Namen höchstens zur Bezeichnung von Varietäten beibehalten werden. Bereits Reuss (l. c., p. 97) erklärt: *A. reticulata* und *A. ramosa* stehen sich so nahe und werden durch eine solche Menge von Zwischengliedern verbunden, dass es ungemein schwierig ist, dieselben in manchen Fällen zu unterscheiden.“ Freilich bieten die Exemplare, welche nun als *A. ramosa* zusammengefasst werden, äusserlich einen oft recht verschiedenen Anblick. Die Ursache ist eine doppelte, indem der erwähnte Umstand einmal auf einer ziemlich beträchtlichen Variabilität der Art beruht, sodann auf dem Erhaltungszustand. Die Variabilität tritt nach drei Richtungen auf: 1. in der gegenseitigen Entfernung der Kelche; 2. in der Ausbildung der Septen; 3. in der Körnelung der Kelchzwischenräume. — Die Entfernung der Kelche ist sehr wechselnd: stellenweise stehen sie so dicht gedrängt, dass sie direct mit ihren Wandungen verbunden erscheinen, stellenweise aber werden die Wandungen stärker und breiter, und bisweilen rücken die Kelche soweit von einander, dass man bei Exemplaren, deren Kelche 1—1,5 mm Durchmesser besitzen, Kelchrandentfernungen von 1—1,5 mm beobachten kann. Da wo eine lebhafte Vermehrung stattfindet, stehen die Kelche stets dicht gedrängt, bei ästigen Exemplaren z. B. also stets an den mehr oder weniger gerundeten Enden der Zweige. An den unteren älteren und gewöhnlich flacheren Partien rücken sie weiter

[1]) Reuss, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., VII, 1853, p. 95. (Spätere Abkürzung: Reuss, Charakteristik.) — Fromentel, Paléontol. franç., Terr. crét., Zoophytes, p. 531. — M. Edwards, Hist. nat. des Corall., II, p. 256.

von einander. Bisweilen stehen jedoch die Kelche auch an ästigen Exemplaren auf der ganzen Oberfläche dicht gedrängt, auch wo dieselbe sich flacher ausbreitet, man kann diese als var. *reticulata* bezeichnen. Mir liegen schöne derartige Exemplare von Figuières bei Marseille vor; in Gosau sind sie seltener. Eine gute Abbildung der Oberfläche giebt Fromentel l. c., t. 142, f. 2a (mit Berücksichtigung der Berichtigung auf p. 611 als *Enallastraea reticulata* bezeichnet), sowie t. 182, f. 1h.

Ferner variirt die Ausbildung der Septen. Die gewöhnliche Entwickelung ist die, dass 8 Sternlamellen stärker sind und fast bis zur Axe reichen, mit der sie sich etwas unterhalb des oberen Endes derselben thatsächlich verbinden. Zwischen diesen 8 grossen liegen 8 sehr kurze. Bisweilen bleiben auch die ersten kürzer und erscheinen schliesslich als dicke, längliche, nach dem Kelchcentrum zugespitzte Körner.

Bilden sich Zwischenräume zwischen den Kelchen, so sind erstere an der Oberfläche mit Körnern bedeckt, welche bald feiner, bald gröber entwickelt sein können. Exemplare mit besonders grober Körnelung wurden von Reuss als *A. tuberculata* bezeichnet. Bisweilen sind gerade bei ihnen auch die 8 grösseren Septen sehr kurz und dick, so dass derartige Stücke ein etwas seltsames Aussehen erhalten und vielleicht als var. *tuberculata* bezeichnet werden können. Doch sind auch sie durch Uebergänge mit den typischen Stücken verbunden. Von wesentlichem Einfluss auf die Erscheinung der Stockoberfläche ist natürlich der Erhaltungszustand. Wittern die Kelche aus, so erscheinen sie tiefer und die Columella dicker und direct mit den Septen verbunden. Manche Exemplare waren, bevor sie eingebettet wurden, abgerollt und daher die Granulationen auf den Kelchzwischenräumen verschwunden. Wittern nun solche Stücke aus dem Gestein heraus, so leisten die Axen bezw. Calcificationscentren der Trabekeln der Verwitterung mehr Widerstand als die Stereoplasmalamellen; infolge dessen erscheint die Oberfläche der Kelchzwischenräume solcher Exemplare feiner gekörnelt als die der vollkommen unversehrt erhaltenen, da bei letzteren jedes Korn den hervorragenden Theil eines ganzen Trabekel darstellt.

Ueber die Mikrostructur — vergl. Fig. 2 — habe ich nur noch wenige Bemerkungen anzufügen. Die Septen werden zusammengesetzt aus Trabekeln, welche schräg nach oben und innen, also etwa nach der jeweiligen Columellaspitze verlaufen. Die Columella selbst stellt einen einzigen, stark entwickelten Trabekelpfeiler dar. Man könnte sie unitrabeculär gebaut nennen. Die Trabekelenden an dem verticalen Innenrand der Septen stellen zahnartige Vorsprünge dar, welche natürlich die Columella zuerst

erreichten, doch werden die zunächst entstehenden Lücken rasch mit Stereoplasma ausgefüllt. Die Structur der aus einzelnen senkrecht verlaufenden Trabekeln zusammengesetzten Wandungen bezw. der Zwischenmasse der Kelche ist bereits von OGILVIE[1]) ausführlich beschrieben worden. An den Exemplaren mit weitläufiger stehenden Kelchen können zwischen je zwei derselben bis 4 Trabekeln nebeneinander liegen. Pseudosynapticuläre Verbindungen zwischen zwei Septen sowie Traversen sind spärlich, dagegen sind die Seitenflächen der Septen mit sehr zahlreichen, spitzconischen Höckerchen besetzt.

Die mir vorliegenden Exemplare (über 100) stammen von Le Beausset, Figuières und Gosau.

Astrocoenia decaphylla M. EDW. et H. (MICHELIN sp.
Taf. XI, Fig. 1.

Die Kelche stehen bei dieser Art stets gedrängter als bei *A. ramosa.* Im Querschliff konnte ich daher in der sie trennenden Cönenchymmasse nie mehr als zwei Trabekeln nebeneinander beobachten. Die Columella ist stark entwickelt und vorragend, im Querschliff gesehen zeigt sie sich im Gegensatz zu der unitrabeculären Columella von *A. ramosa* aus einer ganzen Anzahl Trabekeln zusammengesetzt (bis 15); sie ist also „multitrabeculär" gebaut. In den Septen beobachtet man im Allgemeinen eine centrale Reihe von Calcificationscentren, doch liegen stellenweise auch zwei nebeneinander, von denen sich dann das äussere in eine spitze Granulation, die sich auch hier zahlreich auf den Seitenflächen der Septen finden, fortsetzt. Im Uebrigen verweise ich auf die Beschreibungen dieser Art bei REUSS[2]) und FROMENTEL[3]).

Astrocoenia Konincki M. EDW. et H.

Bereits FRECH[4]) und FROMENTEL[5]) haben angegeben, dass *Astrocoenia magnifica* REUSS mit dieser Art zu vereinigen ist. Ich bin ebenfalls zu demselben Resultat gelangt. Die Form des Stockes ist meist eine knollige, seltener lappig zertheilt. Die Kelche sind 2,5 — 3 mm gross und stehen in der Regel dicht gedrängt, mit ihren dicken Wandungen direct verbunden. Sie sind mässig tief, die Columella ist wenig vorragend, so dass sie

[1]) Stramberg, p. 146.
[2]) Charakteristik, p. 94, t. 8, f. 4—6.
[3]) Pal. fr. Terr. crét. Zooph., p. 527, t. 141, f. 3; t. 146, f. 2.
[4]) Trias, I, p. 33.
[5]) l. c., p. 530.

nur bei sehr guter Erhaltung des Kelches sichtbar wird. Der Oberrand der Septen ist ziemlich grob gekörnt, das äusserste Korn ist das grösste, daher finden sich an jeder Zwischenwand zweier Kelche zwei Reihen von Höckerchen. Stehen die Kelche ein wenig weitläufiger, so schiebt sich zwischen diese beiden Reihen noch eine dritte Reihe perlenartiger Körnchen ein; ebenfalls die Endigungen von Trabekeln, welche, wie bei den vorhergehenden Arten, die Zwischenwand (Pseudothek) zusammensetzen. Doch haben sie bei *A. Konincki* einen grösseren Durchmesser und ein sehr grosses Calcificationscentrum. Bezüglich der Axe giebt schon Reuss[1]) an: „An einem Verticalschnitte bemerkt man, dass in regelmässigen Abständen von den Septallamellen ziemlich dicke, horizontale Querbälkchen zur Axe, welche an der Verbindungsstelle etwas verdickt erscheint, sich erstrecken und zwar so, dass die von den benachbarten Sternlamellen ausgehenden nicht in demselben Niveau liegen, sondern mit einander alterniren.“ Frech[2]) bemerkt: „Die Columella ist horizontal verbreitert und bildet mit den dornförmigen Septalendigungen ein unregelmässiges Gewebe.“ Ich möchte hinzufügen, dass auch die Columella selbst im Gegensatz zu derjenigen von *A. ramosa* und *A. decaphylla* überhaupt keinen compacten Griffel darstellt, sondern etwas spongiöse Structur besitzt, wie dies auch auf der von Frech l. c. gegebenen Abbildung eines Längsschliffes deutlich hervortritt.

Stephanocoenia formosa M. Edw. et H. (Goldf. sp.)
Taf. XI, Fig. 4.

Wie bei *Astrocoenia*, so sollten auch bei *Stephanocoenia* die Polypieriten durch ihre dicken Wandungen verbunden sein. Schliffe haben gezeigt, dass diese Zwischenmasse auch hier eine Art Cönenchym darstellt, welches aus lauter einzelnen Trabekeln gebildet wird. Der Querschliff zeigt, dass der allergrösste Theil dieser Trabekeln directe Fortsetzungen der Septa bildet. Wo diese Trabekel nicht ausreichen, auch wenn sie sich durch angelagertes Stereoplasma sehr verdicken, den Raum zwischen 2 Kelchen völlig zu erfüllen, schieben sich zwischen sie weitere, unregelmässig angeordnete Trabekel ein; und zwar sowohl zwischen die Trabekelradien eines und desselben Kelches als auch besonders da, wo die Trabekelreihen zweier oder dreier Kelche zusammenstossen. Diese accessorischen Trabekel erreichen aber nicht die Länge der in der Verlängerung der Septen stehenden,

---

[1]) Charakteristik, p. 95.
[2]) Trias, I, p. 33, f. A.

und die Umgebung der Kelche erscheint daher berippt. Bei völlig unversehrter Oberfläche des Stockes stossen die Rippen nicht zusammen, sondern jeder Kelch ist von einer Furche umschrieben, bezw. durch dieselbe von dem Nachbarkelch getrennt. Erst bei etwas Abreibung stossen die Septocostalradien winklig zusammen, und schleift man noch etwas tiefer, so erscheinen die Kelche in ein beinahe compactes Cönenchym eingebettet, welches die oben geschilderte Structur aufweist. In Dünnschliffen beobachtet man nicht selten Lücken in ihm. Der grössere Theil derselben ist durch den Erhaltungszustand hervorgerufen, einige scheinen indess ursprünglich zu sein. Diese letzteren liegen immer genau in der Mittellinie zwischen 2 Kelchen; sie schwanken nur wenig in ihrer Grösse und haben im Querschliff eine rundliche oder ovale Form. Liegen sie da wo 3 Kelche zusammenstossen, so wird ihre Grösse oft etwas beträchtlicher und ihr Umriss zuweilen ein dreilappiger. Die Vermehrung erfolgt durch Knospen, welche in den kleinen, sphärischen Dreiecken gleichenden Räumen zwischen je 3 angrenzenden Kelchen entstehen. Der Oberrand der Septen ist fein gekerbt, die innersten Enden der 6 Primärsepten bilden durch Verdickung und Erhebung die Pali, welche ein scheinbar griffelförmiges Säulchen umgrenzen. Im Querschliff sieht man die Natur der Pali natürlich besonders deutlich: die Enden der Septen verdicken sich keulenförmig und treten untereinander und mit der Columella in unregelmässige Verbindung. Nach dem wechselnden Anblick, den auch letztere in verschiedenen Kelchquerschnitten bietet, muss man annehmen, dass sie kein compactes, griffelförmiges Gebilde ist, wie bei *Astrocoenia ramosa* und *A. decaphylla,* sondern dass sie eine grobspongiöse Structur besitzt, etwa wie sie FRECH l. c. für *Astrocoenia Koninckі* abbildet. Es ist daher unstatthaft, wenn VOLZ[1]) in falscher Verallgemeinerung der von FRECH bei der triadischen *Stephanocoenia juvavica* beobachteten Verhältnisse als ein Haupt-Unterscheidungsmerkmal zwischen den Gattungen *Astrocoenia* und *Stephanocoenia* angiebt: „Bei *Astrocoenia* ist die Columella horizontal verbreitert und bildet mit den dornförmigen Septalendigungen ein unregelmässiges Gewebe. Bei *Stephanocoenia* treten die Columella und die Septalenden in keinerlei Verbindung.“ Giebt doch FRECH[2]) bei *Stephanocoenia Schafhäutli* selbst an: „Die sechs Septen erster Ordnung reichen bis zum Centrum, wo sie sich mit der Columella vereinigen.“ Auch bei *St. juvavica* selbst „fliessen zuweilen die Septen in der Mitte zu

[1]) FRECH-VOLZ, Trias, II, p. 93.
[2]) Trias, I, p. 37.

einer Art von grob-schwammigem Gewebe zusammen.“ (l. c., p. 39). Die Seitenflächen der Septen tragen spitze Höckerchen, welche schon auf der GOLDFUSS'schen Abbildung von *Astraea formosa* genau und klar angegeben sind. Der Durchmesser der Kelche beträgt 1,5—2,5 mm. Der Polypenstock hat meist eine unregelmässig knollige Form.

Ich nenne die Art *Stephanocoenia formosa* GOLDF. sp., da jedenfalls *Astraea formosa* GOLDFUSS, I, p. 111, t. 38, f. 9 mit ihr identisch ist und dieser Name dann anderen etwa in Betracht kommenden Arten gegenüber die Priorität hat. Dass, wie REUSS [1]) angiebt, auch *Astrocoenia concinna* (pars) GOLDFUSS, I, p. 64, t. 22, f. 1b u. c mit unserer Art identisch sei, ist mir höchst unwahrscheinlich; die Kelche haben anderen Umriss, und die Septen sind dünner und zahlreicher, nämlich 20—22 anstatt 16. Eher könnte das von GOLDFUSS auf t. 38, f. 8 abgebildete Exemplar von *Astraea concinna* zu *Stephanocoenia formosa* gehören, doch soll es aus dem Jurakalk von Giengen in Württemberg stammen, während an erst erwähnter Stelle auch Abtenau im Salzburgischen als Fundort für *Astraea concinna* angegeben ist. Die sonstigen Synonyma möchte ich nach den schlechten Abbildungen nicht beurtheilen. Gleiche innere Structur vorausgesetzt, steht diese Art der lebenden *Stephanocoenia intersepta* M. EDW. et H. sehr nahe. Der Hauptunterschied ist der, dass die recente Art drei complete Cyclen von Septen hat und auch vor dem zweiten Cyclus Palis, letztere also in der Zwölfzahl vorhanden sind. Die die Kelche trennenden Furchen sind viel enger und oberflächlicher; die Septen sehr wenig überragend. In den beiden letzteren Beziehungen stellt uns daher *Stephanocoenia formosa* einen Uebergang zu der Gattung *Columnastraea* dar, worauf ich später noch näher eingehen werde.

Columnastraea striata M. EDW. et H. (GOLDF. sp.)
Taf. XI, Fig. 3.

Diese Art ist ausserordentlich nahe mit *Stephanocoenia formosa* verwandt. Wie dort setzen sich hier die Septen über den Kelchrand fort nnd stossen mit denen der Nachbarkelche winklig zusammen oder werden durch eine feine Einkerbung von ihnen getrennt, welche indess schon bei geringer Abreibung verschwindet. Trotzdem bleiben die Kelche stets durch deutliche Furchen von einander getrennt, welche dadurch entstehen, dass der Kelch von erhabenen Rändern eingefasst wird, welchen die Septen überdies noch überragen, so dass die Oberfläche ein *Phyllocoenia*- oder

[1]) Charakteristik, p. 97.

Heliastraea - ähnliches Ansehen bekommt. Dies ist zugleich der einzige Unterschied von *Stephanocoenia,* indessen erscheint mir selbst dessen Verwerthung fast zweifelhaft. Denn schon bei *Stephanocoenia formosa* sind die Kelchränder etwas mehr erhaben und die Septen etwas mehr debordirend, als bei der recenten *Stephanocoenia intersepta.* Bei *Columnastraea striata* sind diese Unterschiede nur noch gesteigert; sie ist in diesen Beziehungen nur graduell von *Stephanocoenia formosa* verschieden. Je kleiner und demnach auch je niedriger die Kelche bei *Columnastraea striata* werden — der Kelchdurchmesser der einzelnen Polypieriten variirt von 2,5 — 4 mm —, um so grösser wird die Aehnlichkeit mit *Stephanocoenia formosa*, und manche Exemplare gleichen sich äusserlich derartig, dass man nur durch Zählung der Septen Gewissheit erhält, wohin man sie zu stellen hat: *Stephanocoenia formosa* hat in ausgebildeten Kelchen stets 16, *Columnastraea striata* stets 24 Septen. Ob man nun den angeführten Unterschied zur Gattungstrennung benutzen kann, ist mir deshalb zweifelhaft, weil bei ein und derselben Art bisweilen sehr grosse Verschiedenheiten der Erhebung des Kelchrandes vorkommen, z. B. bei *Phyllocoenia irradians* M. Edw. et J. H., *Heliastraea Defrancei* M. Edw. et J. H. und *H. columnaris* Reuss. Schon M. Edwards[1]) bemerkt bezüglich *Stephanocoenia:* „Les espèces de ce groupe ont beaucoup d'affinité avec les Columnastrées. Elles s'en distiguent pourtant par leurs côtes rudimentaires ou nulles et par leurs Palis plus nombreux." Die Angabe, dass die Rippen bei *Stephanocoenia* rudimentär sein sollen, kann ich nicht richtig finden. Betrachtet man die Abbildung des etwa sechsfach vergrösserten Längsschnittes von *Stephanocoenia intersepta,* welche M. Edwadrs und J. Haime gegeben haben[2]), so findet man, dass — jedesmal von ihrem oberen, bogenförmigen Rand abgesehen — die Septen 3 mm, die Rippen 2,5 mm radiale Länge besitzen. Bei einem solchen Verhältniss sind letztere gewiss nicht rudimentär zu nennen. Auch der weitere Unterschied ist nicht vorhanden, dass die Stephanocoenien sich durch zahlreichere Palis auszeichnen sollen. Denn jene Koralle, die von allen Autoren jetzt zu *Stephanocoenia* gerechnet wird (sei es nun als *formosa* Goldfuss sp. oder als *formosissima* Sow. sp.), hat nur 6 Palis, genau wie *Columnastraea striata.* Die recente *Steph. intersepta* hat allerdings 12. Zwischen letzeren beiden Formen nimmt *Steph. formosa* jedenfalls eine vermittelnde Stellung ein.

---

[1]) Hist. nat. des Corall., II, p. 265.

[2]) Recherches sur les polypiers, IV. Ann. des scienc. nat., 3 sér., Zool., X, p. 300, t. 7, f. 1b.

Columnastraea similis M. Edw. et J. H. ist wohl mit *Col. striata* zu vereinigen. Nach Fromentel[1]) soll sie sich durch andere Wachsthumsform und kleinere Kelche unterscheiden, nach M. Edwards und J. Haime[2]) auch durch etwas dünnere Rippen. Auf die verschiedenen Wachsthumsformen — *Col. striata*: knollig, *Col. similis*: subdendroid oder keulenförmig — ist in diesem Falle wohl kein Gewicht zu legen, noch weniger auf die angeblich verschiedene Grösse der Polypieriten, denn auch bei *Col. striata* sinkt die Grösse derselben auf 3, nach Reuss sogar auf 2,5 mm herab. M. Edwards giebt für *Col. similis* 3 mm an, Fromentel allerdings nur 1 — 1,5 mm, womit er jedoch jedenfalls, nach den gegebenen, übrigens schlechten Abbildungen zu schliessen, nur den Durchmesser der eigentlichen Kelchöffnung meint. Dass schliesslich die Rippen, wie M. Edwards angiebt, bei *Col. similis* etwas dünner sein sollen, hängt mit der Kleinheit der Kelche zusammen oder ist eine Folge des Erhaltungszustandes, wie ich derartige Schwankungen auch an Exemplaren aus der Gosau beobachten konnte. Die beiden anderen Arten von *Columnastraea*, *C. Prevostana* M. Edw. et J. H. aus italienischem Tertiär und *C. Ferryi* From. bedürfen noch näherer Untersuchung.

Was nun die Mikrostructur von *Columnastraea* anlangt, so findet man bei Untersuchung von Dünnschliffen einen mit *Stephanocoenia* übereinstimmenden Bau. Die Kelche liegen in einer Art von Cönenchym, welches durch Verschmelzung der Costen entsteht, indem deren einzelne Trabekel sehr ansehnliche Stärke erlangen. Ausserdem schieben sich noch stellenweise accessorische Trabekel ein. Ganz vereinzelt finden sich kleine, rundliche Lücken. Die Septen tragen an den Seitenflächen spitze Höckerchen, die meist ein eigenes Calcificationscentrum erkennen lassen. In Querschnitten der Septen sieht man daher manchmal zwei, selbst drei dunkle Centren nebeneinander. Die Pali treten sowohl mit den Septen, als untereinander, als mit der Columella in unregelmässige Verbindungen, so dass der centrale Theil der Kelche in verschiedenen Durchschnitten einen wechselnden Anblick gewährt. Traversen sind nicht selten.

---

[1]) Pal. fr. Terr. crét. Zoophyt, p. 523, t. 137, f. 2.
[2]) Hist. nat. des Corall., II, p. 264.

4. Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pusterthal.

Von Herrn A. Cathrein in Innsbruck.

(Aus dem mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut.)

Schon im Herbst 1889 wurde ich gelegentlich einer vorwiegend mineralogischen Excursion in's Pusterthal auf bisher nicht beschriebene Intrusionen daselbst aufmerksam, ganz besonders aber während der petrographischen Erforschung des Schiefergebietes der Rienz und Drau im Frühjahr 1894. Zumal die nächste Umgebung vom Markte St. Lorenzen nächst Bruneck am Ausgang des grossen Ahrenthals zeigte sich ungemein reich an Gängen, die eine nähere Untersuchung veranlassten, zu welchem Zwecke ich wiederholten Aufenthalt in dieser Gegend nahm. Die Ergebnisse meiner Begehungen überraschten denn auch beim Vergleich mit der vorhandenen einschlägigen Literatur, indem nicht nur zahlreiche neue Thatsachen, sondern auch manche Gegensätze constatirt werden konnten, welche einer Mittheilung werth sind. Es ergab sich zunächst, dass sowohl die geologische Arbeit Teller's[1]), als auch die petrographische Foullon's[2]) über diese Gegend weder hinreichend, noch ganz zutreffend sind. Weiterhin erflossen aus dem Zusammenhang der Untersuchungen die Fixirung bezüglicher Gesteinstypen und -begriffe, sowie die Begründung der Classification und Systematik verwandter Gesteine.

I. Neue Porphyritgänge von St. Lorenzen.

Die Verfolgung der von Teller aufgefundenen und nach ihm „ein vortreffliches Bild der Intrusionen" gewährenden Gangvorkommnisse an der Eisenbahn von St. Lorenzen[3]) befriedigte in geringer Weise, denn, abgesehen von der Schwierigkeit und Gefährlichkeit ihrer Besichtigung, sind dieselben nicht besonders

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 715.
[2]) Ebenda, p. 747.
[3]) l. c., p. 744.

typisch. nicht gut aufgeschlossen, weniger mächtig und verwittert, so dass es um so erfreulicher war, durch neue Funde einen hervorragenden Ersatz für jene Mängel liefern zu können. Die neuen Gänge liegen z. Th. in nächster Nähe der alten, sind ganz frei zugänglich, mächtiger, frischer, kurz prächtig aufgeschlossen und ausserordentlich instructiv. Sie bieten ferner eine grössere Abwechselung in der Zusammensetzung und Structur als die Teller-Foullon'schen.

Es folgt nun die Beschreibung der einzelnen neuentdeckten Gänge und ihrer Gesteine vom geologischen und makroskopischen Gesichtspunkte, während die petrographisch-mikroskopische Untersuchung Herr Spechtenhauser übernommen hat. Zur Vermeidung unnützer Wiederholungen soll auf die Ergebnisse der folgenden Abhandlung nicht vorgegriffen werden.

Gang No. 1. Kaum dem Eisenbahnzug entstiegen, erblicken wir oberhalb der Haltestelle St. Lorenzen schon den ersten Gang am Schiessstand des Marktes. Es ist ein mächtiger Aufbruch, wohl ein schief aufsteigender Gang ohne Contactaufschlüsse. Das Gestein ist dunkel gefleckt, mit grünlichgrauer, dichter Grundmasse und zahlreichen kleinen, mattweissen Feldspath-Einsprenglingen, sowie grünen, faserigen, seidenglänzenden Säulchen und Körnchen. Die Structur ist undeutlich porphyrisch.

Gang No. 2. Verfolgt man den Spazierweg vom Schiessstand gegen Westen, so findet sich bei den Häusern am Eingang einer Klamm, von einem Bächlein durchbrochen, ein zweiter Gang, 2 — 3 m mächtig und auch ohne Contactaufschlüsse. Darauf steht ein Backofen und jenseits des Weges verliert sich dieser Gang unter einem Hause. Die Grundmasse ist licht graugrün, splitterig, die Structur deutlicher porphyrisch mit mattweissen Feldspathen und spärlichen grünen Schuppen als Einsprenglingen.

Gang No. 3. Etwas höher in der Klamm steigt links ein ca. 2 m mächtiger Gang conform zur Schieferung des Phyllits auf mit schönem, scharfem Contact. Er gleicht No. 2, nur ist er noch heller und dichter.

Ganz besonders lehrreich, mächtig und zahlreich sind die Gänge an der Mündung der Gader in die Rienz. Diese ungemein typischen Aufschlüsse befinden sich am rechten Gaderufer zwischen Bahn und Fluss. Hierher gehören die vier folgenden Gänge, die ersten drei sind concordant zur Schieferung des Phyllites, die übrigen discordant, kreuz und quer sich gabelnd, mit Apophysen und Auskeilungen.

Gang No. 4 hat die ausserordentliche Mächtigkeit von 12 m, ist also beinahe schon ein Stock. Er streicht vom Bach über den Weg am Abhang hinan mit deutlichem Contact. Das Ge-

stein besitzt eine graugrüne, dichte Grundmasse mit undeutlichen, schmutzig weissen, kleinen Feldspath-Einsprenglingen und dunkelgrünen, faserig-schuppigen Säulchen und Körnern. Stellenweise zeigt dieser Gang auch grünlichweisse, dichte, feldspathige Grundmasse ohne Einsprenglinge.

Gang No. 5 ist 3 m mächtig und ragt in das Wasser der Gader hinein. Das Gestein ist grünlich, feinkörnig, nur vereinzelte glänzendschwarze, spaltbare Einsprenglinge von Hornblende treten aus einem Aggregat von weisslichen Feldspathen und mattgrünen, schlecht geformten Krystallen hervor.

Gang No. 6 ist der schwächste dieser Serie, er zeigt Verschiedenheiten im Korn und Gefüge, ist grüngrau, splitterig mit seltenen Einsprenglingen von Hornblende, während eine andere Partie desselben Ganges, welche nicht mikroskopisch untersucht wurde, wenige Feldspath-Einsprenglinge und seltene dunkelgrüne, glänzende und matte Ausscheidungen in dunklerer Grundmasse aufweist.

Gang No. 7 ist 60—70 cm mächtig, bräunlich verwitternd, im frischen Bruch grau, dicht. Dieser Gang durchquert mit scharfen Grenzen den Schiefer. Sein Gestein ist nicht überall gleich, daher wurden zwei Proben ausgewählt; a ist dunkler graugrün, sehr feinkörnig mit glänzenden Feldspath-Säulchen und schwarzen Hornblende-Nädelchen, sowie wenigen undeutlichen Einsprenglingen, b hingegen ist lichter grünlichgrau, dicht mit winzigen, länglichen, grünen Einsprenglingen.

Diese Gänge vom Gaderausfluss zeigen an den Salbändern und auch im Innern weissliche Krusten von Calcit. Der Phyllit, welcher viele Quarzadern und Windungen offenbart, ist an den Contactstellen oft gebogen. Nirgends sieht man einen Schiefereinschluss oder eine Contactbreccie. Besonders klar kommen die Gänge im Flussbett der Gader in Folge der Ausspülung zum Vorschein, randlich sind sie lichtgrau, gegen die Mitte dunkler und fester.

Gang No. 8 fand sich südlich unweit von den Häusern von Pflaurenz westlich an der Strasse nach Enneberg. Seine Mächtigkeit ist 10—11 m, die Abgrenzung scharf, annähernd concordant, auf der einen Seite ist der Phyllit gefältelt. Das Gestein hat eine graugrüne, dichte Grundmasse, reichlich kleine Einsprenglinge von Feldspath, ganz vereinzelt grosse, glänzende Feldspathe, mattgrüne, schuppige Säulchen und Körnchen.

Die folgenden drei Gänge fand ich auf der Nordseite von St. Lorenzen am rechten Gehänge des Rienzthales, wohin nach TELLER kein Gang übersetzt. [1])

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 745.

Gang No. 9 liegt gerade gegenüber von St. Lorenzen in einem kleinen Phyllitbruch, an einer Stelle sieht man den Contact, wobei das Korn dichter wird. Der Gang durchquert discordant den Schiefer, erreicht eine Mächtigkeit von 1,5—2 m bei einer sichtbaren Länge von 4 m. Das Gestein ist ein dioritartiger Porphyrit mit spärlicher, dichter, graugrüner Grundmasse und recht vielen Einsprenglingen von weissem, besser entwickeltem Feldspath und wenigen mattgrünen, undeutlichen Ausscheidungen, dann hexagonalen, gebleichten Glimmertafeln. Die dichte Contact-Modification führt reichlich graugrüne Grundmasse.

Gang No. 10, westlich über dem Oberwieser Hof, oberhalb Sonnenburg, hat eine Mächtigkeit von ca. 2 m und scharfen, concordanten Contact. Das lichte Gestein ist deutlich porphyrisch mit grossen, frischen Feldspathen und chloritisirten, säuligen Biotitkrystallen in reichlicher, blassgrüner, dichter Grundmasse.

Gang No. 11 befindet sich ebenfalls beim Oberwieser Hof, aber mehr östlich und ist 4 m mächtig mit concordanter, scharfer Grenze gegen den Schiefer. Das Gestein ähnelt dem vorigen, doch sind die dunklen Ausscheidungen undeutlicher geformt und kleiner. Eine Abart davon zeigt kleine, weisse Feldspathe und dunkelgrüne Flecken.

Die nächsten vier Gänge fand ich beim Dorfe Stegen gegenüber der Stadt Bruneck. Diese Localität wird im Allgemeinen zwar schon von Klipstein[1]) genannt, Teller erwähnt auch nur ganz kurz das Auftreten von porphyritischen Gesteinen bei Stegen[2]), von Foullon wurden diese gar nicht berührt. Es fehlt daher eine nähere Bezeichnung der Gänge, sowohl was ihr Vorkommen als ihre Natur anbelangt, und können dieselben als neue betrachtet werden. Sie sind gut sichtbar und recht instructiv.

Gang No. 12 durchsetzt den Phyllit im grossen Bruche bei der Ahrenbachbrücke. Der discordante Contact ist scharf, stellenweise mit Calcitsalbändern, die Mächtigkeit 1 m. Das gleichmässig dunkle Gestein besitzt eine sehr dichte, splitterige Grundmasse von graugrüner Farbe mit Feldspath- und seltenen, grösseren Glimmer-Einsprenglingen.

Gang No. 13 liegt weiter südlich um die Ecke ausserhalb des Steinbruchs. Dieser 1,5 m mächtige Gang gabelt sich und umschliesst Schieferpartien in concordanter Lagerung. Die schmalen Seitengänge, sowie der Hauptgang am Rande sind dicht, in der Mitte körnig, nicht deutlich porphyrisch. Dieses Gestein mit

[1]) Karsten's Archiv, Berlin 1842, XVI, p. 711.
[2]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 746.

weissen Feldspathen und grünen Säulchen ist mehr dioritartig, fast nur körnig.

Gang No. 14 gleicht sehr dem nahen No. 13, seine Mächtigkeit ist ungefähr dieselbe, er ist dioritähnlich mit zweierlei Structurabänderungen, einer dichteren, dunkelgraugrünen und einer feinkörnigen, bestehend aus weissen Feldspath - Krystallen und -Leisten, Hornblende-Nädelchen und grossen, undeutlichen, grünen Einsprenglingen. Dieser Typus wurde auch mikroskopisch untersucht.

Gang No. 15, in der Nähe der vorigen und dem Steinbruche zunächst, ist 4—5 m mächtig und concordant gelagert. Randlich gegen den Phyllit ist das Gestein dichter, mit leicht sich ablösenden Granaten, gegen die Gangmitte wird die Structur porphyrisch mit Feldspath- und blassen Glimmer-Einsprenglingen, sowie fester verbundenen Granaten. Die Grundmasse dieses „Granatporphyrits" ist dicht, splitterig, hellgraugrün und enthält Einsprenglinge von gebleichten hexagonalen Glimmertafeln, von grösseren, nicht gut sich abhebenden Feldspathen und gut entwickelten Granaten der Combination 2O2 (211) . ∞ O (110) von etwa 5 mm Durchmesser.

Schliesslich sei unter den neuentdeckten Gängen noch ein Porphyrit erwähnt, welcher bei Maria Saalen aufsetzt, jedoch mikroskopisch nicht geprüft wurde. Er gleicht No. 2 und 3; in einer graugrünen, dichten, splitterigen Grundmasse erscheinen grössere, mattweisse, schlecht geformte Feldspathe und mattgrüne Körner.

Ueberblickt man noch die beschriebenen Ganggesteine, um ihre Verwandtschaft untereinander und mit anderen Vorkommnissen zu ermitteln und daraus eine petrographische Classification der betreffenden neuen Gänge abzuleiten, so steht zunächst die Aehnlichkeit der Ganggesteine No. 1, 4, 8 und 9 fest, dann die der No. 2, 3 und auch 12, ferner der No. 5, 7a, 14 und z. Th. 13. Weiterhin gleichen sich einerseits No. 6 und 7b, andererseits No. 10 und 11. Vergleichen wir dann anderweitige Gesteine, so verweist der makroskopische Charakterzug auf die Klausener und damit verwandten Typen, und zwar erinnern die No. 5, 6, 7, 13 und 14 lebhaft an porphyrische Diorite von Klausen, während No. 1, 4, 8, 9, dann No. 2, 3 und 12 mit den Noriten, beziehungsweise Noritporphyriten von Klausen auffallende Uebereinstimmung offenbaren. Zur Bestätigung vergleiche man die folgende Abhandlung. Es begründet also der makroskopische Befund die Vermuthung, dass hier durch rhombische Pyroxene ausgezeichnete Gesteine vorliegen und nicht nur Quarz-Glimmer- und Hornblende-Porphyrite, wie Foullon angenommen. Mit Rücksicht auf dieses

Ergebniss aber war nun auch die Vergleichung der Teller-Foullon'schen Gänge unerlässlich.

II. Die bekannten Porphyritgänge von St. Lorenzen.

Zur Prüfung und Erweiterung der an den neuen Gängen gewonnenen Ideen wurden sieben der bezüglichen Teller-Foullon-schen Ganggesteine in den Kreis dieser und der nächsten Abhandlung gezogen, sie bilden die No. 16—22.

Schon von vornherein erschien Foullon's Eintheilung in „Quarzporphyrite" und „Quarzglimmerporphyrite" weniger zutreffend, weil nach seiner eigenen Darstellung sowohl Glimmer als Hornblende beiderseits auftreten; auch Foullon's Unterscheidung der Gesteine auf Grund der Hornblende-Dimensionen macht einen mehr künstlichen, unsicheren Eindruck, und schliesslich ist die Foullon'sche Bezeichnung „Diabasporphyrit" immerhin bedenklich. [1])

Sehen wir nun, wie sich die genannten sieben Porphyritgänge geognostisch und makroskopisch verhalten.

Gang No. 16 vom Stadtwäldchen bei Bruneck zeigt ein graues Gestein, welches an Töllit und Vintlit erinnert, indem es reichlich grössere Einsprenglinge von weissem Feldspath und schwarzer Hornblende, sowie von verändertem Glimmer, seltener Quarzkrystalle enthält; mitunter fehlen auch Einsprenglinge.

Gang No. 17 liegt südlich an der Bahn und ist identisch mit dem 11. Gang Teller's zwischen Gaderbrücke und Wegübersetzung [2]); er ist etwa 1 m mächtig, der Contact ist nicht deutlich, und der Gang verliert sich bald. In splitteriger, grünlich grauer Grundmasse liegen zahlreiche kleine Feldspathe und seltener grössere, gebleichte Glimmerhexagone.

Gang No. 18, der mächtigste dieser Reihe Teller's, bildet den ersten Felsen hinter der Gaderbrücke, südlich an der Eisenbahn gegenüber Sonnenburg; ob die Mächtigkeit 3 m misst, lässt sich nicht entscheiden, da nur mehr eine niedere Klippe von dem verwitterten Gange erhalten, auch der Contact undeutlich und einseitig ist. Das Gestein macht einen mehr körnigen als porphyrischen Eindruck, weisse Feldspathe und grüne Theile treten hervor.

Gang No. 19 an der Bahn, nahe dem Wächterhaus gegenüber Sonnenburg ist von Weitem sichtbar, weil er von der Schieferumhüllung befreit ist. Mächtigkeit 2 m, anscheinend concordant. Es ist dies einer der letzten Gänge Teller's von der Bahnstrecke Sonnenburg-St. Lorenzen. Sein Gestein besteht aus einer blassgrünen, feldspathigen Grundmasse mit schlecht ausgebildeten, chloritisirten Einsprenglingen.

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 769, 775.

[2]) Ibidem, p. 745.

Die drei folgenden Gänge sind etwas entfernter von St. Lorenzen, gegenüber der Eisenbahnstation Ehrenburg, an der Landstrasse in festem Schiefer.

Gang No. 20, der östlichste, kaum 0,5 m dick, mit scharfen Grenzen, dichter, dunkel graugrüner Grundmasse und vereinzelten, grösseren, gerundeten Quarz-Einsprenglingen.

Gang No. 21, 2 m mächtig, steigt schief auf, concordant zum Phyllit. Das Gestein ist schwarzgrün, körnig, besteht aus weissen und schwarzen Säulchen und seltenen, undeutlich gestalteten Quarz-Einsprenglingen. Der Contactschiefer ist licht mit Quarz, Glimmer und Feldspath.

Gang No. 22, der westlichste von den dreien, hat eine Mächtigkeit von 1 m, setzt parallel dem vorigen auf, zeigt aber sehr viel feineres Korn, graugrüne Farbe, schwarze und weisse Nädelchen, sehr spärlich gerundete Quarzkrystalle.

Teller bezeichnet als ersten Gang den westlichsten, als dritten den östlichsten. Diesem fehlen nach Teller und Foullon die Quarz-Einsprenglinge des ersten Ganges, welche für fremde Einschlüsse aus Granit oder Gneiss gehalten werden[1]; ich fand Quarze in allen diesen drei Gängen und muss dieselben auf Grund ihrer dihexaëdrischen Krystallformen als wahre porphyrische Einsprenglinge erster Generation bezeichnen. Uebrigens enthält das durchbrochene Schiefergestein gar keine solchen Quarzkrystalle.

Ueberblicken wir zur Vergleichung noch diese Teller-Foullon'schen und die neuentdecken Gänge, so ergiebt sich zunächst die Aehnlichkeit von No. 17, 18 und 19 einerseits, sowie von No. 20, 22 und z. Th auch 21 andererseits. Es gleichen auch die Teller-Foullon'schen Gänge den neuen, und zwar No. 17 gleicht No. 9, auch 8, No. 18 gleicht No. 1, 4, sowie 8 und 9, No. 19 gleicht No. 2 und 3, dann dem Gestein von Maria Saalen. No. 20 gleicht No. 6 und 7, No. 21 gleicht No. 14 und 5, endlich erinnert No. 22 an No. 14, 5, auch 6 und 7. Vergleicht man anderweitige Vorkommnisse, so fällt abermals eine grosse Aehnlichkeit von No. 17, 18 und 19 mit porphyrischen Noriten von Klausen in die Augen, wogegen No. 20, 21 und 22 wie Quarzdiorit-Porphyrite aussehen. Inwiefern dieser makroskopische Befund durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt wurde, lässt sich aus dem folgenden Aufsatz ersehen. Unser wesentlichstes Ergebniss ist vorerst aber der Nachweis der Uebereinstimmung der Teller-Foullon'schen Ganggesteine von St. Lorenzen mit den neu entdeckten.

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 744 u. 768, 770, 774.

Im Allgemeinen lassen sich die Eigenthümlichkeiten aller geschilderten Gänge von St. Lorenzen, sowie der betreffenden Gesteine folgendermaassen kurz zusammenfassen. Die Gänge gliedern sich in concordante und discordante. ihr Streichen und Fallen wechselt, wie das des durchbrochenen Phyllites. Bezeichnend ist aber, dass sämmtliche Gänge dieser Reihe ausschliesslich im Phyllit und nicht im Granit aufsetzen, während TELLER auf diese Unterscheidung kein Gewicht legt, im Gegentheil die geologische und petrographische Entwickelung der Intrusionen in Granit und Schiefer als vollkommen gleichartig und gleichzeitig betrachtet.[1]) Wie TELLER richtig bemerkt[2]), sind die Gänge meistens nur kurz. Die Mächtigkeit schwankt von schmalen Adern bis zu beinahe stockförmigen, über 10 m dicken Gängen. Nach meinen Beobachtungen beeinflusst die Mächtigkeit der Gänge ihre Structur, bezw. die Korngrösse der Gesteine nicht. während das Korn mit der Schiefernähe und -ferne allerdings gewöhnlich ab- und zunimmt. Eigentliche endo- oder exogene Contactwirkungen sind mir ebensowenig als TELLER[3]) aufgefallen.

Was nun speciell die Gesteine dieser Gänge anbelangt, so sind dieselben ihrer Structur nach porphyrisch, obgleich es zu Uebergängen in körniges Gefüge und zu halbporphyrischer Structur kommt. ganz analog. wie bei den Klausener Gesteinen, welche auch theils körnig, theils porphyrisch. häufig porphyrisch-körnig erscheinen. Der Zusammensetzung nach entsprechen alle diese Ganggesteine von St. Lorenzen. soviel die makroskopische Vergleichung ergiebt, entschieden dioritischen und noritischen Porphyriten, wie solche bekanntlich in der Gegend von Klausen und ähnlich auch in Valsugana vorkommen. Diese Analogie erstreckt sich auch noch auf die Natur des durchbrochenen Gesteins und auf die im nächsten Abschnitt zu erörternde Verbindung der Gänge mit Stöcken, worüber LECHLEITNER berichtet hat[4]), dessen Mittheilungen über Porphyritgänge in der Umgebung von Pergine und Levico im Suganathale übrigens SALOMON[5]) unerwähnt lässt.

III. Dioritische Stöcke bei St. Lorenzen.

Während TELLER und FOULLON die Ganggesteine für sich betrachten, losgerissen von ihrem natürlichen Zusammenhange mit Stockgesteinen, soll hier die durch meine Begehungen erwiesene

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 744.
[2]) Ibidem, p. 715, 745.
[3]) Ibidem, p. 715.
[4]) TSCHERMAK's Mineral. u. petrogr. Mitth., 1892, XIII, p. 6 u. 17.
[5]) Sitz.-Ber. Berliner Akademie, 189F, p. 1044 und TSCHERMAK's Mineralog. u. petrograph. Mitth., 1897, XVII, p. 212.

Verbindung, wie sie in analoger Weise auch anderwärts constatirt ist, besprochen werden. Es handelt sich um eine geologische, beziehentlich genetische Verknüpfung auf Grund gleicher Gesteinszusammensetzung bei wechselnder Structur. So fanden sich auch hier in der Nähe der Gänge entsprechende Stöcke. Derselben wird in der Literatur gar nicht gedacht, vielleicht weil sie, wenigstens theilweise, mit Granitstöcken verwechselt wurden, was ja auch bei den Valsuganaër Vorkommen geschehen ist.[1]) Hingegen sind in der TELLER'schen Karte zwei „Diorit"-Lager an der Strasse von St. Lorenzen nach Kiens eingetragen, die anderen drei von mir aufgefundenen Stöcke aber blieben bisher gänzlich unbekannt. Ich bezeichne diese dioritischen Vorkommnisse mit den laufenden No. 23—25 für die geognostische und makroskopische Beschreibung, sowie für die folgende mikroskopische Untersuchung des Herrn SPECHTENHAUSER.

Stock No. 23. Gegenüber der Stationsscheibe von Ehrenburg und einem Wächterhaus findet sich an der Reichsstrasse ein grosser Bruch eines dioritischen Gesteins. Am Weg gegen den Fluss sieht man scharfen, discordanten Contact. Das Gestein ist ein theils blasser, theils dunkler, grober Diorit mit langen, glänzenden Hornblendesäulen und Biotit, eingewachsen in einem Feldspath-Quarz-Aggregat; die Structur ist eine echt dioritische. Es fanden sich auch basische Concretionen mit grösseren Hornblendeprismen. Accessorisch ist Pyrit.

Stock No. 24, ein weithin sichtbarer Felsenkopf mit Steinbruch, besteht aus einem granitähnlichen, dioritischen Gestein von feinem Korn und mit dunkleren oder lichteren Modificationen, bezw. mit braunem oder grünem Glimmer in hexagonalen Tafeln, eingewachsen in einem Quarz-Feldspath-Grund. Hornblende ist nicht sichtbar. Randlich sah ich eine Contact-Abänderung mit langen Hornblendesäulen in einem dichten Feldspath-Quarz-Gemenge und wenig gebleichtem Biotit.

Stock No. 25 ist von geringem Umfange und liegt am Terrassenrand rechts vom Weg von St. Lorenzen nach Stephansdorf. Das Korn des dioritischen Gesteins ist bald gröber, bald feiner. Hornblende ist reichlich vorhanden. Die grobkörnige Abänderung zeigt kurzsäulige Hornblende und Feldspathkrystalle, Quarz ist nicht recht erkennbar. Das feinkörnige Gestein hingegen enthält Feldspathleisten und Hornblendenadeln.

Ausserdem fand sich ein neuer Dioritstock zwischen Ehrenburg und Monthal, südwestlich von St. Lorenzen. Das Gestein besitzt ein deutlich dioritisches, grobkörniges Gefüge mit glänzend

---

[1]) TSCHERMAK's Mineral. u. petrogr. Mitth., 1892, XIII, p. 2.

schwarzen, gedrungenen Hornblendesäulen in einem verschwommenen Aggregat von Feldspath und Quarz. Dazu kommen vereinzelte Pyritkörnchen.

Endlich sah ich noch einen kleineren Dioritstock gegenüber dem Felsenkopf No. 24 zwischen Rienz und Eisenbahn.

Makroskopisch gleicht unter den erwähnten dioritischen Stockgesteinen No. 23 den Klausener Quarzhornblendedioriten, No. 24 besonders dem Quarzglimmerdiorit von La Presa in Valsugana, No. 25 dem Lüsener Vorkommen, während No. 23 und No. 25 auch noch den Noritdioriten von Vahrn ähneln. Es ist somit wahrscheinlich, dass die neuen dioritischen Stöcke von St. Lorenzen, ebenso wie die Gänge zu den quarzdioritisch-noritischen Gesteinen gehören, welche Ansicht noch durch geologische Uebereinstimmung unterstützt wird, denn auch die Gesteine von Klausen und Valsugana zeigen analoge Verbindung von Gängen und Stöcken, liegen im selben Gesteine, dem Quarzphyllit, und besteht schliesslich durch die Lüsener Vorkommnisse auch eine örtliche Verknüpfung der Pusterthaler Intrusionen mit den südlicheren von Klausen und den nördlicheren von Vahrn. Letztere lagern dem Ausgange des Pusterthales genau gegenüber und stellen so die gerade Fortsetzung der Eruptivgebilde in der Streichungslinie des Gebirges dar. Mit Unrecht übergehen daher Rosenbusch und Salomon die Ergebnisse Lechleitner's über die Valsuganaër und Vahrner Gesteine. Rosenbusch referirt nämlich nur unvollständig über die Erforschung des Anstehenden der Vahrner Gesteine im Spilukthal.[1] Salomon aber theilt mit, das Gestein von Roncegno in Valsugana sei kein „Syenit", sondern Quarzglimmerdiorit[2], was doch Lechleitner früher schon ausgesprochen hatte[3]; überhaupt scheint Salomon in Folge Unterschätzung der petrographischen[3] und geologischen[4] Untersuchungen Lechleitner's zur irrigen Meinung gelangt zu sein, dass die Vahrner und Valsuganaër Gesteine „unbedeutend" und „geologisch zu wenig bekannt" seien.[2]

IV. Verbreitung ähnlicher Gang- und Stockgesteine im Pusterthal.

Auch ausserhalb des geradezu classischen Intrusionsgebietes von St. Lorenzen mit seinen mustergiltigen und reichen Entwickelungen von Gängen und Stöcken fand ich bisher unbeschriebene Vorkommnisse von Porphyriten und Dioriten in fast allen

[1] Mikroskop. Physiogr. der mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 232.
[2] Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mitth., 1897, XVII, p. 212.
[3] Ibidem, 1892, XIII, p. 2.
[4] Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1892, p. 277.

nördlichen Seitenthälern des Rienz- und Drauthales von Mühlbach bei Lienz. Ueberall ist das Muttergestein der Intrusionen der Quarzphyllit. Es sind zwölf solcher Funde zu verzeichnen, deren locale und makroskopische Beschreibung nun ganz kurz mitgetheilt werden soll.

1. Besonders bemerkenswerth ist ein Dioritstock bei Schloss Bruck hinter Lienz, dem „Polland" Hof gegenüber, welcher trotz seines Umfanges in der Teller'schen Karte nicht eingetragen erscheint. Das Gestein ist ein granitähnlicher Diorit mit vielen Biotittafeln, welche mitunter porphyrisch hervortreten, ferner mit Hornblendesäulchen in einem Feldspath-Quarz-Aggregat; erinnert an Valsuganaër und Klausener Typen, sowie an No. 24, auch 23.

2. Im Gampenthal oberhalb der Bahnstation „Thal" sah ich wenig Diorit von der Art des Klausener, dichten, dunklen Porphyrit, sowie Granatporphyrit, ähnlich dem Stegener.

Es fanden sich ferner:

3. Im Zellerthal unter Mittewald dunkle Porphyrite mit vereinzelten Quarz-Einsprenglingen, licht graugrüne Porphyrite, granitähnliche Diorite mit und ohne Hornblende und mit Biotitblättchen in Plagioklas-Quarz-Grund, feinkörnige Diorite oder Norite mit Uebergang zu Porphyriten, wie von Klausen.

4. Im Thal oberhalb Mittewald wieder Diorite oder Norite mit zugehörigen Porphyriten, dichten dunklen mit schwarzen Nädelchen.

5. Im Abfaltersbachthal feinkörnige Diorite, graue und dunkle Porphyrite mit schwarzen Nädelchen.

6. Im Villgrattenthal, welches nächst Sillian beim Schlosse Panzendorf mündet, dioritisch-noritische Gesteine, wie die Klausener, von feinem bis gröberem Korn, dann dichte, graugrüne Porphyrite ohne Einsprenglinge und dunkle mit Hornblende-Nädelchen, sowie seltenen Quarzen.

7. Im Gsiesserthal, das sich bei Welsberg öffnet, undeutlich körnige, fast dichte Diorite, dazu undeutlich porphyrische bis dichte Porphyrite.

8. Im Wielenthal Nadeldiorit mit Uebergang zu Porphyrit.

9. Im Ehrenburger Thal Klausener Diorite.

10. Im Kienser Thal feinkörniger Diorit, dunkler Porphyrit.

11. Im Terentener Thal Diorit und dunkelgrauer, dichter Porphyrit mit schwarzen Nädelchen und einzelnen Quarz-Einsprenglingen.

12. Endlich im Valserthal sehr feinkörniger Diorit, dazu dunkler Porphyrit.

Ein Vergleich dieser Gesteinsfunde mit den St. Lorenzener Gang- und Stockgesteinen überzeugt von deren Uebereinstimmung

nach Bestand und Gefüge; es wiederholen sich also dieselben Vorkommnisse an verschiedenen Orten durch das ganze Pusterthal hindurch.

Ausser diesen fand ich auch abweichende interessante Porphyrittypen, welche Gegenstand des nächsten Abschnittes sind.

V. Andere neue Porphyrit-Vorkommen im Pusterthal.

1. Töllite.

Töllite bezw. Tonalitporphyrite sind im Pusterthal häufiger, als bisher bekannt wurde; zumal im Gebiete der Drau zwischen Lienz und Antholzer Thal fand ich derlei wohl charakterisirte Porphyrite, wie sie anderwärts auch von Teller, Foullon, Dölter und Anderen beobachtet worden sind.[1] Die neuen Fundstellen von Töllit sind nun folgende:

1. Das Gampenthal bei der Station „Thal"; hier fand ich reichlich Töllit mit Feldspath-, Hornblende-, Biotit- und Granat-Einsprenglingen, er ist nicht Tonalit-ähnlich. seltener war ein Typus mit dunkel graugrüner, dichter Grundmasse, gebleichten Glimmertafeln, undeutlichen Feldspathen und Granat, welcher an den Granatporphyrit von Stegen erinnert.

2. Das Zellerthal bei Mittewald liefert dieselbe lichtere Abart von Töllit und auch eine dunkle, wie das Gampenthal, mit schönen Granaten und Biotitsäulen, sowie Feldspath- und Hornblende-Einsprenglingen.

3. Das Abfaltersbachthal mit seltenerem gewöhnlichen Töllit, Feldspath-, Biotit-, Hornblende-Krystalle führend.

4. Das Villgrattenthal mit seltenem granathaltigen Töllit.

5. Das Gsiesser Thal zeigt wenig gemeinen Töllit.

6. Das Wielenbach-Thal mit seltenem Töllit, welcher hübsche Biotitsäulen, kleinere Hornblenden und Feldspathe zeigt.

Bemerkenswerth ist nun, dass mit dem Beginn des Brixener Granits, an der Mündung des Ahrenthals die Töllitgänge ganz ausbleiben, während sie im Schiefergebiet östlich davon so häufig aufsetzen.

2. Vintlite.

Vertreter der Töllite im Granitgebiet sind die Vintlite. Eigentlichen Vintliten im Sinne Pichler's, welcher den Namen aufgestellt[2], begegnete ich in typischer und mächtiger Entwickelung am westlichen Abhang des Pfunderer Thales nächst Untervintl, von wo bereits Pichler Findlinge erwähnt[3], wogegen

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 717, 738, 750, 753.
[2]) N. Jahrb. f. Min., 1875, p. 927.
[3]) Ibidem, 1871, p. 261.

Teller weder diese noch die classischen, allerdings etwas entlegenen und versteckten Aufschlüsse von Pichler auffand.[1] Dieser Vintlit von Untervintl zeigt in grünlichgrauer Grundmasse scharfe, graue Quarzdihexaëder, weisse, gedrungene Feldspathkrystalle, glänzend schwarze Hornblendesäulen und -nadeln; an gut entwickelten Hornblenden sah ich ∞P (110), ∞**P**∞ (010), ∞**P**∞ (100). Der Contact mit Granit ist scharf, ohne Uebergänge und ohne Verfeinerung des Korns, bezw. mit Erhaltung der Einsprenglinge.

3. Pseudovintlite.

Mit diesem Namen versehe ich dunkel grünlichgraue, dichte, dioritische Porphyrite, welche von Teller, Foullon und danach auch von Rosenbusch, Zirkel irrthümlich zum Vintlit gerechnet worden sind. Solche dunkle, meist nicht sehr mächtige Gänge durchsetzen nicht nur den Granit, sondern auch den Phyllit, während die echten Vintlite dem Schiefergebirge fehlen. Ist nun schon dadurch ein geologischer Unterschied zwischen beiden Ganggesteinen gegeben, so bestätigt auch noch das makroskopische wie mikroskopische Aussehen, nach Zusammensetzung und Structur, diesen Gegensatz und begründet die Selbständigkeit der Pseudovintlite. Dieselben sind nämlich, wie schon Foullon angiebt[2], augitführend, sodass er sogar zur Bezeichnung „Diabasporphyrit" greift. Mit Ausnahme von vereinzelten grösseren Quarzkrystallen, Feldspath und Hornblende-Säulchen, die sich manchmal einstellen, gewahrt man selten Einsprenglinge. Es ist nicht zutreffend, wenn behauptet wird, dass die Einsprenglings-Generation nur in der Granitnähe fehle und den dünnen Gängen, sie fehlt ebenso den mächtigeren Gängen, während sich bei den eigentlichen Vintliten meist bis zur Contactzone zahlreiche Einsprenglinge ausscheiden. Zu diesem Gesteinstypus gehören die Teller-Foullon-schen Vorkommnisse am Weg von Vintl nach dem Berghof Pein, am Weg nach Meransen, im Kohlbach bei St. Siegmund, beim Kreuz hinter der Kirche von Kiens, wo mehrere handbreite Gänge vorkommen sollen.[3] Letzteres Vorkommen habe ich nun näher untersucht und theile zur Ergänzung der vorhandenen Beobachtungen Folgendes mit. Gleich oberhalb der Kirche von Kiens liegt am Weg im normalen Brixener Granit ein auskeilender kleiner Gang mit scharfer Grenze gegen den Granit, daneben ein unregelmässig gekrümmter, sich verlierender Gang und darüber ein über 0,5 m mächtiger, längerer Gang mit dichtem Korn und

[1] Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 728.
[2] Ibidem, p. 775.
[3] Ibidem, p. 727, 730, 775.

schwarzen Säulchen, auch dieser verschwindet bald unter dem Granit. Am oberen Wegabschnitt vor dem Kreuz sah ich einen 1 m mächtigen Gang, der weiter aufsetzt mit scharfem, festem Contact, an der Wegabkürzung fand ich drei Porphyritgänge, einen längeren und einen kürzeren, verwitterten, schmalen und einen ganz kurzen, wie ein Einschluss aussehenden, mit grossen weissen Quarzdihexaëdern und glänzend schwarzen Säulchen. Alle diese Gänge zeigen eine z. Th. ophitische Structur, sind feinkörnig bis dicht, dunkel graugrün mit schwarzen Nadeln von Hornblende oder Augit und seltenen Feldspath - Einsprenglingen. Nach dem makroskopischen Habitus gehören wohl auch andere Funde in den oben genannten Seitenthälern des Pusterthales, namentlich im Valserthal, dieser Classe von Gesteinen an, welche im Hinblick auf Zusammensetzung, Structur, Uebergänge und geognostischen Verband zu den dioritischen Porphyriten zählen und als Augitdiorit-Porphyrite bezeichnet zu werden verdienen.

4. Suldenitartige Porphyrite.

Ueber dem Wege von Kiens nach Lothen am Abhang des Plateaus fand ich Porphyrite mit licht graugrüner, dichter Grundmasse, in welcher schwarze Hornblende-Nadeln und kurze, weisse Feldspath-Säulen porphyrisch ausgeschieden erscheinen. Der ganze Habitus ist jener der „Suldenite“ des Ortlergebietes, und es ist damit ein interessantes Wiederauftauchen eines westlichen Gesteinstypus hier im Osten constatirt. Teller hat dieses Gestein nur in losen Blöcken am Gehänge und in den Mauern unten an der Landstrasse gefunden.[1] Foullon hat darin den Suldenittypus nicht erkannt.[2]

Auch Ortlerit-ähnliche Porphyrite bemerkte ich im Ehrenburger und Kienser Thal mit Hornblende-Säulen ohne Feldspath-Einsprenglinge.

VI. Der Begriff Töllit.

Dieser Localname wurde zuerst den Porphyriten aus der Töll bei Meran von Pichler beigelegt.[3] Zugleich vermuthete aber Pichler die Uebereinstimmung des Dölter'schen „Paläoandesits“ von Lienz[4]) mit diesem Typus. Nach den späteren Untersuchungen Foullon's steht dem Lienzer Porphyrit das Ge-

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 744.

[2]) Ibidem, p. 768.

[3]) N. Jahrb. f. Min., 1875, p. 926.

[4]) Verhandl. k. k. geol. R. - A., 1874, p. 146, und Tschermak's Mineral. Mittheil., 1874, p. 89.

stein der Iselthaler Gänge von St. Johann im Walde nahe[1]), von welchem Teller annimmt, dass es dem Töllit entspricht.[2]) Teller erkannte auch den völlig analogen Gesteinsverband bei den Iselthaler Gängen und dem Meraner Töllit, indem beiderseits Gneiss-Glimmerschiefer mit Pegmatitlagen durchquert werden und eine Beziehung zu Granit (Tonalit) besteht.[3]) Gerade letzteres Verhältniss, sowie die Aehnlichkeit der Zusammensetzung und Korngrösse hat dem Töllit die Bezeichnung „Tonalitporphyrit", gleichsam als Synonym, eingetragen, ja sogar einzelne Forscher bewogen, die Töllite mit dem Tonalit zu identificiren. Dies hat bezüglich der Iselthaler Gänge zuerst Stur gethan durch seine Bezeichnung „porphyrischer Hornblendegranit"[4]), in neuerer Zeit wiederum Becke[5]), welcher Auffassung sich Salomon anschloss.[6]) Im Gegensatz hierzu betonen Teller und Foullon unter Anerkennung einer auffälligen Aehnlichkeit der Zusammensetzung doch die Selbständigkeit der Iselthaler Gänge[7]) gegenüber den Granitstöcken des Pusterthales. Foullon zumal erkennt Unterschiede zwischen den Iselthaler Tonalitporphyriten und dem Tonalit in der Farbe der Hornblende, in der porphyrischen, aus einem Gemenge von Feldspath- und Quarzkörnchen bestehenden Grundmasse, im Granatgehalt.[8]) Genetisch sind nun die Tonalitporphyrite unzweifelhaft mit dem Tonalit verbunden, ganz analog wie andere Dioritporphyrite mit Dioriten oder Noritporphyrite mit Noriten geologisch verknüpft sind, denn die Töllitgänge begleiten die Stöcke von Tonalit, insofern als sie dessen Schieferhülle durchbrechen, allerdings oft auch in grösserer Entfernung davon, während es durchaus nicht erwiesen ist, dass die Tonalitporphyrite den Tonalit selbst durchsetzen, wie Rosenbusch behauptet.[9]) Letzterer hat überhaupt eine grosse Verwirrung in den Begriff und Typus Töllit gebracht, dadurch, dass er die Porphyrit-Intrusionen im Granit von jenen im Schiefer nicht unterscheidet, sondern alle zusammen als „Tonalitporphyrite" bezeichnet[10]), dadurch, dass er die Ortlerite und Suldenite als nahe Verwandte zu den Tonalitporphyriten[11]), den Töllit Pichler's hingegen nur mit Zögern

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 753,
[2]) Ibidem, p. 717, 738.
[3]) Ibidem, p. 733, 738.
[4]) Ibidem, 1856, p, 409.
[5]) Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mitth., 1893, XIII, p. 430.
[6]) Ibidem, 1897, XVII, p. 187.
[7]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 733.
[8]) Ibidem, p. 750.
[9]) Mikroskop. Physiographie d. mass. Gest., 1896, 3. Aufl., p. 437.
[10]) Ibidem, p. 438.
[11]) Ibidem, p. 440.

und Zweifel hierher stellt[1], dadurch dass er weiterhin die Zugehörigkeit des Lienzer Porphyrits, sowie die Verwandtschaft des Granatporphyrits aus dem Ultenthal[2] und von Praevali[3] mit Töllit oder Tonalitporphyrit nicht erkennt, obgleich Teller und Foullon schon darauf hingewiesen.[4] Auch Teller nimmt eine solche geologische Gleichaltrigkeit und petrographische Gleichartigkeit der Gänge aus dem Granit- und Schiefergebirge an, wiewohl er sich durch seine Aufnahmen von der Irrthümlichkeit dieser Ansicht hätte überzeugen können.[5] Der Töllit ist eben ein charakteristischer Dioritporphyrit der Glimmerschiefer-Gneissformation, nicht des Phyllits und Granits. Ferner ist zu beachten, dass der Töllit ein, wenn auch mitunter scheinbar körniges, in Wirklichkeit doch porphyrisches Gestein ist, welches von dem echt körnigen Tonalit sich auch noch durch die Bestandtheile unterscheidet, indem der Tonalit quarzreich und nur ausnahmsweise granathaltig ist, während der Töllit basischer, quarzärmer ist und Granat als gewöhnlichen, charakteristischen und typischen Gemengtheil führt. Mit Bezug auf die Gestaltung von Biotit und Hornblende besteht allerdings eine gewisse Aehnlichkeit beider Gesteine, hingegen ist der Feldspath bei Töllit viel besser ausgebildet als bei Tonalit. In Anbetracht dieser Differenzen dürfte der Name „Töllit“ dem in neuerer Zeit so vielfach angewendeten, aber zweideutigen „Tonalitporphyrit“ vorzuziehen sein.

Die dunklen, einsprenglingsarmen Porphyrite, welche den Tonalit durchbrechen und welche Rosenbusch auch als „Tonalitporphyrite“ bezeichnet[6], wurden schon von Teller[7], dann auch von Becke[8] streng geschieden von den Tonalitporphyriten. Sie sind petrographisch und geologisch different und nur „Pseudotonalitporphyrite“.

VII. Der Typus Vintlit.

Die unrichtige Auffassung dieses Gesteins und die Generalisirung seines Localnamens in Rosenbusch's Physiographie zwingt zu einer Klarlegung und Scheidung vom Typus Töllit einerseits und Pseudovintlit andererseits, womit Rosenbusch den Vintlit vereinigt. Gegen die Verwechslung mit Töllit oder Tonalit-

---

[1]) Mikrosk. Physiographie d. mass. Gest., 3. Aufl., p. 439.
[2]) Ibidem, p. 442.
[3]) Ibidem, p. 448.
[4]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1889, p. 5, 90.
[5]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 744.
[6]) Mikrosk. Physiographie d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p, 438.
[7]) Jahrb. k. k. geol, R.-A,, 1886, XXXVI, p. 732.
[8]) Tschermak's Mineralog. u. petrogr. Mitth., 1893, XIII, p. 431.

porphyrit hilft die Beachtung der Elemente, unter welchen für Töllit Biotit und Granat, für Vintlit Quarz in Dihexaëdern, als Einsprenglinge charakteristisch sind. Weitere Unterschiede zwischen Töllit und Vintlit liegen in dem Vorkommen und in der Structur, indem der Vintlit im Granit, der Töllit hingegen in den krystallinen Schiefern erscheint, und die Structur bei Töllit eine porphyrische ist mit Hinneigung zu körniger, während Vintlit stets eine entschiedene Grundmasse mit deutlichen Einsprenglingen wahrnehmen lässt. Was weiterhin die irrthümliche Einreihung anderer dunkler Porphyrite, die ich oben mit dem Namen der „Pseudovintlite" versehen habe, in den Begriff Vintlit betrifft, so sind die betreffenden Gegensätze noch schärfer, indem die Pseudovintlite gegenüber den einsprenglingsreichen, echten Vintliten einsprenglingsfreie oder wenigstens einsprenglingsarme, dunkle, basischere Porphyrite sind, welche allerdings ausser dem Schiefer auch den Granit durchsetzen, was wohl ihre Vermengung mit den Vintliten veranlasst haben mag. Nach TELLER wären dunkle, einsprenglingsfreie Porphyritgänge im Granit von Meransen, von Pein bei Vintl, vom Kohl- oder Gruipbach und von Kiens, ferner von Untergsteier und Aberstückl zum Vintlit zu rechnen[1]), so dass TELLER auch quarzarme und augitreiche Porphyrite als Vintlit bezeichnet.[2]) Ebenso vereinigt FOULLON dichte, dunkle Porphyrite von Aberstückl, Untergsteier, Mühlbacher Klause, Altfassthal und Pein-Vintl[3]) in einer Gruppe mit jenen vom Winnybach, während doch nur letztere typische, einsprenglingsreiche Vintlite darstellen. Im Anschluss an diese irrigen Anschauungen TELLER's und FOULLON's rechnet nun auch ROSENBUSCH alle genannten, verschiedenartigen Gesteine zum Vintlit und selbst Proben aus der Gegend von Klausen und „Gelserbruck" — offenbar eine Verwechslung mit „Sulferbruck" —. Letztere sind aber Klausener Norite, und dadurch erklärt sich wohl auch ROSENBUSCH's Entdeckung von „Bronzit im Vintlit". Noch weiter geht ROSENBUSCH in der Verallgemeinerung des Typus Vintlit, indem er auch den „Palaeoandesit" von Lienz und den Granatporphyrit von Praevali, also echte Töllite, dazu stellt, und so gelangt ROSENBUSCH zur Idee einer Verknüpfung von Vintlit und Tonalitporphyrit durch Zwischenformen.[4])

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 727—730.
[2]) Ibidem, p. 717.
[3]) Ibidem, p. 769, 777.
[4]) Mikrosk. Physiographie d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 447, 448.

VIII. Ein neuer Gesteinsbegriff.

Unter den geschilderten Gang- und Stockgesteinen, welche im Phyllit des Pusterthales aufsetzen, behauptet ein Typus eine hervorragende Stellung, durch welche er sich auch makroskopisch auszeichnet und von den anderen unterscheidet. Für die Bestimmung dieses Typus ist eine Thatsache von der grössten Bedeutung. es ist dies die augenfällige Aehnlichkeit mit den Gesteinen der Gegend von Klausen, sowie den Verwandten von Lüsen, Vahrn und Valsugana, auf welche Aehnlichkeit in den früheren Abschnitten wiederholt hingewiesen wurde. Die Zusammengehörigkeit der Pusterthaler und Klausener Gesteine erscheint nicht nur in elementarer und structureller, sondern auch in geologischer Uebereinstimmung und örtlicher Verbindung begründet. Dieser Klausener Typus nun zeigt einen im Allgemeinen dioritischen Charakter, sowohl was Structur als Zusammensetzung anbelangt, zugleich aber eine Veränderlichkeit des Mineralbestandes, sodass alle Uebergänge von Biotit - Hornblende - Diorit zu rhombischen Pyroxen, Augit, Diallag haltigen Typen, sowie den analogen porphyrischen Vertretern ausgebildet erscheinen. Ueberdies ist ein nicht unbedeutender Quarzgehalt und ein relativ feineres Korn für diese Klausener Gesteine bezeichnend. Mit diesem Wechsel der Gemengtheile geht Hand in Hand eine Wandelbarkeit der Structur; unabhängig von der stock- oder gangförmigen Lagerung ist das Gefüge bald ein entschieden körniges, bald ein deutlich porphyrisches, in der Regel aber ein körnig-porphyrisches, sodass einerseits nicht nur randlich, sondern auch mitten in den Stöcken porphyrische Structur. andererseits in den Gängen auch oft mehr körniges Gefüge zur Entwickelung kommt. Ich bemerke diese Thatsache ganz besonders mit Rücksicht auf die in den Lehrbüchern von Zirkel[1]) und Rosenbusch[2]) vertretenen Ansichten von der Beschränkung der porphyrischen Structur auf Gänge und Randfacies, ferner mit Rücksicht auf Rosenbusch's Idee von der Effusivnatur der Randgebilde und seiner Theorie von den Tiefen-, Gang- und Ergussgesteinen.[3])

In geognostischer Hinsicht charakterisirt die körnigen und porphyrischen, theils stock-, theils gangförmigen Klausener Gesteine genetische Gleichzeitigkeit und Constanz des durchbrochenen Gesteins, als welches Quarzphyllit erscheint. Diese trotz aller Wandelbarkeit bestehende Einheitlichkeit und Aehnlichkeit in

---

[1]) Lehrbuch der Petrographie, 2. Aufl., 1894, II, p. 790.

[2]) Mikrosk. Physiographie d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 232, 926, 947.

[3]) Ibidem, p. 3 ff.

geologischer und petrographischer Beziehung, dann die aus dem Wechsel der Zusammensetzung und Structur folgenden Schwierigkeiten für die specielle Diagnose und Classification, welche eine Untersuchung jedes einzelnen Handstückes voraussetzen würde, begründet hier, in Analogie mit den Monzoniten, eine zusammenfassende, einheitliche Bezeichnung, wofür wohl der Localname „Klausenit“ geeignet erscheint. Mit Bezug auf die Lagerungsformen wird sich eine Gliederung des Begriffs in Stock- und Gang-Klausenite empfehlen, während mit Rücksicht auf die Structur körnige und porphyrische Klausenite unterschieden werden können.

IX. Natur und Beziehungen von Diorit, Norit und Gabbro.

Aus der Classification der Klausenite erwächst die Nothwendigkeit einer Besprechung der Typen Diorit, Norit und Gabbro im Allgemeinen. Rosenbusch will die rhombischen Pyroxen führenden Klausener Gesteine nicht als Norite, sondern als „Hypersthen-Diorite“ bezeichnen, weil er „Norit“ als abweichenden und beschränkten Typus mit Gabbro vereinigt. [1]) Rosenbusch hält also die Klausener Norite, analog den „Augitdioriten“, für eine Art von Dioriten. Während nun aber der Begriff „Augitdiorit“ als Gegensatz zum geologisch und petrographisch verschiedenartigen „Diabas“ aufgestellt werden musste, besteht zwischen den durch rhombischen Pyroxen charakterisirten Stockgesteinen keine solche Spaltung, welche zur Annahme zweier Begriffe, „Norit“ und „Hypersthendiorit“, berechtigte; denn selbst wenn man Norit zu Gabbro stellen wollte, ist der Gegensatz zwischen Diorit und Gabbro nicht so bedeutend wie zwischen Diorit und Diabas, noch geringer ist die Differenz zwischen Diorit und Norit, letzterer vermittelt ja den Uebergang von Diorit zu Gabbro. Ueberblickt man die sich häufig widersprechenden Charakteristiken von Diorit, Norit und Gabbro, welche von den verschiedenen Forschern aufgestellt werden, so bleiben schliesslich nur wenige und unwesentliche Differenzen übrig, denn einerseits besteht vollkommene geologische Uebereinstimmung, andererseits lässt sich auch in elementarer und structureller Beziehung kaum ein durchgreifender und thatsächlicher Unterschied constatiren, im Gegentheil drängt sich aus den Beobachtungen die Ueberzeugung auf, dass alle drei Gesteinstypen einer grossen Familie, der sogenannten dioritischen im weiteren Sinne des Wortes, angehören. Die Gliederung dieser Familie erfolgt sodann naturgemäss, mit Berücksichtigung des Uebergewichtes von Hornblende (Biotit), rhombischen

---

[1]) Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 225, 232, 295.

Pyroxenen oder Diallag, in eigentlichen Diorit, Norit und Gabbro, die selbstverständlich durch Uebergänge verknüpft sind. Auf diese Weise entgeht man der unnatürlichen Einschränkung der Noritgruppe und dem ungeeigneten Namen „Hypersthendiorit“, welcher nicht nur zu bestimmt ist, sondern auch zwei weitere Namen, nämlich Bronzit- und Enstatitdiorit zur Ergänzung bedürfte. Auf die nähere Begründung des Begriffes „Augitdiorit“ einzugehen, ist hier nicht der Platz, es sei nur gelegentlich auf die Definition desselben durch Rosenbusch aufmerksam gemacht, weil sie, im Widerspruch mit dem Namen und anderen Gesteinstypen, als Gemengtheile Augit, Diallag oder Hypersthen aufführt[1]); dann müsste es statt Augitdiorit „Pyroxendiorit“ heissen.

Nach all' dem ist die Classification der körnigen Klausenite als quarzhaltige Diorite, Norite und Gabbro nicht allein berechtigt, sondern geradezu naturgemäss und geboten. Die Einführung eines speciellen neuen Localnamens, wie Brögger's „Adamellit“ [2]), erscheint aber ebenso überflüssig als unpassend, nachdem derselbe früher schon für Tonalit in Anspruch genommen worden ist. [3])

X. Begriff und Eintheilung der Porphyrite.

Nach den Ergebnissen des vorigen Capitels über die Classification der körnigen Klausener Gesteine müssen nun auch die porphyrischen einer völlig analogen Besprechung unterzogen werden, da sie ebenfalls in der Literatur zum Theil unrichtig aufgefasst werden. Rosenbusch stellt eben auch die porphyrischen Klausener Gesteine nicht zu den Norit- oder „Gabbroporphyriten“, sondern bezeichnet sie als „effusive Enstatit- und Augitporphyrite“ [4]), um so einen Widerspruch mit seiner Theorie von den „Gang- und Ergussgesteinen“ mit Rücksicht auf die Lagerungsformen zu vermeiden. Nachdem aber Rosenbusch die körnigen Gesteine von Klausen mit rhombischem Pyroxen „Hypersthendiorit“ nennt, so würde für die porphyrischen Vertreter der Ausdruck „Hypersthenporphyrit“ entsprechend sein und dazu käme noch der Name „Bronzitporphyrit“. Diesen Verwickelungen entgeht man durch einfache Uebertragung des oben charakterisirten Begriffs „Norit“ auf die porphyrischen Klausenite. Das Richtige trifft daher in dieser Hinsicht Zirkel, wenn er die betreffenden Klausener Gesteine „Noritporphyrite“ nennt. [5]) Damit entfällt

[1]) Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 242.
[2]) Videnskabsselskabets Skrifter, I. Cl., 1895, No. 7, p. 61.
[3]) N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 74.
[4]) Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 232, 947.
[5]) Lehrbuch d. Petrographie, 2. Aufl., 1894, II, p. 798.

allerdings auch Rosenbusch's geologische Scheidung der Porphyrite in gang- und ergussförmige, wegen welcher er eine Doppelreihe unter allen porphyritischen Gesteinen annehmen und oft dieselben Typen zweimal behandeln muss. So classificirt Rosenbusch auch die dioritischen Porphyrite einmal als „Ganggesteine“ unter dem Namen „Dioritporphyrite“, dann wieder als „Ergussgesteine“ unter dem Namen „Porphyrite“.[1]) Eine gewisse Berechtigung und Bedeutung ist dieser Trennung der Porphyrite gewiss nicht abzusprechen, doch werden die mineralogischen, structurellen und chemischen Verschiedenheiten zwischen „intrusiven“ und „effusiven“ dioritischen Porphyriten von Rosenbusch zu hoch bewerthet.[2]) Den thatsächlichen, natürlichen Verhältnissen entspricht es vielmehr, alle dioritischen und ebenso alle noritischen Porphyrite in einer grossen Gruppe beisammen zu lassen und darin eine Eintheilung in der Weise zu treffen, dass man unterscheidet zwischen gangförmigen und deckenförmigen Diorit- und Noritporphyriten. Auch Zirkel ist gegen die Trennung von „Dioritporphyrit“ und „Porphyrit“ mit Rücksicht auf „geologische Gründe“ und Mangel „durchschlagender Structurgegensätze“.[3]) Man erspart sich so unnütze Wiederholungen und viele Complicationen, welche zur Klärung der Begriffe durchaus nicht beitragen. In diesem Sinne wäre dann Rosenbusch's zweideutiger Begriff „Augitporphyrit“[4]) durch Augitdiorit-Porphyrit zu ersetzten und ersterer nur für basischere Gesteine nach bisherigem Gebrauche anzuwenden. Zu den Augitdiorit-Porphyriten sind wohl auch manche der dunklen, dichten Porphyrite zu rechnen, welche wiederholt Gegenstand dieser Abhandlung waren. Namentlich die Foullon'schen „Diabasporphyrite“ aus dem Schiefer und Granit von Kiens u. a. O., die hier als „Pseudovintlite“ besprochen wurden, ferner die im Tonalit aufsetzenden dunklen Porphyrite, die sogen. Pseudotöllite oder „Pseudotonalitporphyrite“ gehören hierher. Derartige porphyritische Ganggesteine hat man auch als Lamprophyre bezw. als Kersantite und Camptonite classificirt. Was nun den Begriff Lamprophyr betrifft, so erscheint darunter nach den verschiedenen Definitionen kein so selbständiger Typus, dass ein eigener Name dafür sich rechtfertigen liesse. Auch die charakteristischen Eigenthümlichkeiten, namentlich den Biotitreichthum von „Kersantit“ und „Camptonit“, vermissen wir bei den bezüg-

[1]) Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 436, 925.
[2]) Ibidem, p. 933.
[3]) Lehrbuch d. Petrographie, 2. Aufl., 1894, II, p. 538.
[3]) Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 926, 952, 953.

lichen Gesteinen. Als Kersantite bezeichnen Becke[1]) und Grubenmann[2]) dunkle, dichte Porphyritgänge aus dem Tonalit der Rieserferner, beziehentlich des Ifinger, also „Pseudotöllite“ im Sinne obiger Darstellung. Nach Mügge[3]) und Rosenbusch[4]) würde auch der Porphyrit vom Steinacher Joch als Kersantit zu classificiren sein, wogegen Zirkel mit Recht Zweifel erhebt.[5]) Es fehlen doch nicht die Feldspath-Einsprenglinge, deren Mangel für Lamprophyre charakteristisch sein soll.[6]) Zum „Camptonit“ wollen Rosenbusch[7]) und Zirkel[8]) auch das Gestein von Roda stellen, doch ist diese Classification nicht zutreffend, weil weder die petrographischen, noch die geologischen Voraussetzungen hierfür erfüllt sind. Eine „Gefolgschaft von fojaitischen und theralitischen Gesteinen“ besteht nicht, ebenso wenig eine „Beziehung zum Liebeneritporphyr“. Es ist vielmehr das Rodaër und mit ihm so manches andere für Camptonit gehaltene Gestein zu den „Augitdiorit-Porphyriten“ zu rechnen.

Zum Schluss sei noch ein Blick auf das Muttergestein der Intrusionen von St. Lorenzen und Pusterthal geworfen, weil dasselbe eine Bedeutung hat für die Natur und das Alter der Eruptivgesteine, denn jede Schieferformation besitzt ihre Gänge und Stöcke. Das gewöhnliche Muttergestein ist der Quarzphyllit in seiner Südtiroler Facies, die typisch z. B. in der Gegend von Brixen, Waidbruck entwickelt ist. Dieselbe unterscheidet sich von der nordtirolischen durch krystallinischere Ausbildung, lebhafteren muscovitischen Glanz, Granatgehalt, kurz durch eine Annäherung an Glimmerschiefer. Stellenweise ist dieser Phyllit chloritisch und graphitisch, oft quarzig, körnig, streifig und sehr fest. Gewundene Quarzadern sind überhaupt häufig. In diesem Quarzphyllit erscheinen nun die Klausenite, während für die Töllitdurchbrüche Glimmerschiefer und Gneiss mit Pegmatitlagen charakteristisch sind. Die Vintlite und Pseudotöllite aber durchsetzen den Granit, beziehentlich den Tonalit, und die Pseudovintlite endlich den Granit und den Quarzphyllit.

---

[1]) Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mittheil., 1893, XIII, p. 442.
[2]) Ibidem, 1896, XVI, p. 195.
[3]) N. Jahrb. f. Min., 1880, II, p. 293.
[4]) Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 526.
[5]) Lehrbuch d. Petrographie, 2. Aufl., 1894, II, p. 525.
[6]) Mikrosk. Physiogr. d. mass. Gest, 3. Aufl., 1896, p. 504.
[7]) Ibidem, p. 506, 535, 547.
[8]) Lehrbuch d. Petrographie, 2. Aufl., 1894, II, p. 553.

5. Diorit- und Norit-Porphyrite von St. Lorenzen im Pusterthal.

Von Herrn Bernhard Spechtenhauser in Innsbruck.

(Aus dem mineralogisch-petrographischen Institute der Universität.)

In den letztverflossenen Jahren beging Herr Professor Cathrein zu wiederholten Malen das Schiefergebiet des Pusterthales und sammelte ein reiches Untersuchungsmaterial. Hierbei stellte sich heraus, dass die diesbezüglichen Arbeiten von Teller und Foullon keine erschöpfenden waren; denn erstlich wurde eine grosse Anzahl neuer Vorkommnisse entdeckt, weiters erregte die von Foullon diesen Gesteinen beigelegte Bezeichnung „Quarzporphyrite“ und „Quarzglimmerporphyrite“ einiges Bedenken, da schon das makroskopische Aussehen derselben andere Ideen erweckte. Zudem sind manche dieser Gesteine, z. B. gerade die Vorkommen längs der Südbahnstrecke Ehrenburg-St. Lorenzen[1]) in der petrographischen Beschreibung Foullon's etwas zu kurz behandelt.

Für die vorliegende Untersuchung wurden nun speciell die Eruptivgesteine in der Umgebung von St. Lorenzen gewählt. Herr Professor Cathrein, welcher diese Arbeit anregte, stellte mir sämmtliches Beobachtungsmaterial zur Verfügung. Ich erachte es daher für eine angenehme Pflicht, meinem hochverehrten Lehrer hiefür sowohl, als auch für die freundliche Belehrung und Unterstützung bei der Ausführung der Arbeit, an dieser Stelle öffentlich meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Die mir vorgelegenen Gesteine wurden Gängen entnommen, welche sämmtlich im Phyllit aufsetzen. Ihrer Zusammensetzung und Structur nach gehören sie zur grossen Gruppe der dioritischen und noritischen Porphyrite. In den Rahmen der Arbeit fallen strenge genommen nur Gänge, die in der Umgebung

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 744 u. 772.

von St. Lorenzen, fünfzehn an der Zahl, von Herrn Professor Cathrein neu aufgefunden wurden. Doch erforderte es der Zweck dieser Abhandlung, dass vergleichshalber auch einige der von Teller und Foullon untersuchten und in dieses Gebiet einschlägigen Gänge, sowie auch bisher nicht beschriebene Dioritstöcke, die in der Nähe unserer Gänge sich finden, wegen des genetischen Zusammenhanges, in die Untersuchung einbezogen wurden.

Die reichliche Literatur über ähnliche Eruptivgesteine bot nur wenige, directe Anhaltspunkte für diese Arbeit. In Betracht kamen hauptsächlich nur die bahnbrechenden Arbeiten von Teller und John über die Eruptivgesteine von Klausen [1], sowie jene von Teller und von Foullon [2] über Tiroler Porphyrite. Weiters wurden benützt die Werke von Rosenbusch [3], Zirkel [4], Roth [5], Hintze [6], Lepsius [7], sowie Abhandlungen von Pichler, Dölter, Cathrein, Lechleitner, Horn u. a. m., die gelegentlich im Text citirt werden sollen.

Für die Gliederung der Arbeit wählte ich als am zweckmässigsten eine Methode, die dem zeitlichen Verlaufe der Beobachtungen entspricht, indem ich zuerst eine Beschreibung der einzelnen, wohl individualisirten Ganggesteine in jener Reihenfolge gebe, wie sie von Herrn Professor Cathrein nummerirt worden sind. An die Besprechung der einzelnen Gänge knüpft sich eine daraus resultirende Charakteristik der verschiedenen Gemengtheile. Ein weiteres Capitel der Abhandlung bildet die Einordnung der Ganggesteine in das petrographische System. Anhangsweise folgt die Beschreibung der oben erwähnten stockförmigen Intrusionen, nebst einem Vergleich der Eruptionsmassen dieses Gebietes mit jenen von Klausen und anderen Orten.

I. Die einzelnen Ganggesteine.

Die Fundstellen sämmtlicher neuentdeckten Gänge im Umkreis von St. Lorenzen können in einem Tage besichtigt werden. Wir beginnen den Rundlauf beim Schiessstande (Gang No. 1), besuchen die Klamm (No. 2 u. 3) und gelangen dann weiter an die Mündung des Gaderbaches (No. 4—7). Von hier wenden wir

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 589.
[2]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 715 u. 747.
[3]) Mikroskop. Physiogr. der Mineralien u. massigen Gest., 3. Aufl., 1892—96.
[4]) Lehrbuch der Petrographie, 2. Aufl., 1893.
[5]) Allgemeine und chemische Geologie, Berlin 1879.
[6]) Handbuch der Mineralogie, II, 1897.
[7]) Das westliche Süd-Tirol, 1878.

uns nach Pflaurenz und gehen eine kurze Strecke der neuen Strasse in's Ennebergthal entlang, wo bald ein mächtiger Gang (No. 8), der durch den Bau der Strasse aufgeschlossen wurde, erscheint. Hier kehren wir um und begeben uns auf die Nordseite gegenüber St. Lorenzen (No. 9). In etwas nordwestlicher Richtung wird der Oberwieserhof erreicht (No. 10 u. 11). Zum Schlusse besichtigen wir noch den grossen Steinbruch von Stegen (No. 12—15).

Die Nummern 16—22 beziehen sich auf die TELLER-FOULLON-schen Gänge und zwar 16 auf einen Gang vom Stadtwäldchen bei Bruneck im Osten von St. Lorenzen, 17, 18 und 19 sind von der Eisenbahn bei St. Lorenzen, während 20, 21 und 22 von der Reichsstrasse gegenüber Station Ehrenburg stammen.

Der mikroskopischen Beschreibung des einzelnen Gesteins geht nur eine ganz kurze makroskopische Skizze voraus, soweit sie zur Identificirung und Bestätigung nothwendig ist, nachdem das Geognostische hierüber schon in der vorangehenden Abhandlung von Herrn Professor CATHREIN mitgetheilt wurde.

Gestein No. 1 vom Schiessstande.

Es besitzt ein undeutlich porphyrisches Gefüge. Weisse, z. Th. glänzende Feldspathe, sowie dunklere grüne Flecken, die beinahe wie Krystallaggregate aussehen, treten aus der hellgrünen Grundmasse hervor. Auch Pyrit erkennt man.

Unter dem Mikroskop zeigt sich eine deutlich körnige Grundmasse, bestehend aus kurzleistigem Feldspath, Quarz, Kryställchen von Magnetit und Pyrit, sowie grünen Schmitzchen, welche jedoch nicht alle gleichartig sind. Der kleinere Theil derselben ist einheitlich gefasert und deutlich pleochroitisch. Der verhältnissmässig grössere Theil zeigt unterbrochene, nicht deutliche Faserung und geringen Pleochroismus. Erstere documentiren sich sogleich als chloritisirter Biotit; auf die Natur der letzteren wird bei Besprechung der Einsprenglinge aufmerksam gemacht werden.

Die Feldspathe der Grundmasse sind grossentheils zersetzt, doch lässt sich noch deutlich ihre Zwillingsnatur erkennen. Gleich hier sei bemerkt, dass eine Scheidung der Feldspathe in zwei Generationen nicht klar hervortritt; es finden vielmehr ganz allmähliche Uebergänge von den kleineren Individuen in die grösseren statt. Die einheitliche Natur der Feldspathe giebt sich auch in der gleichmässigen Zersetzung sämmtlicher Krystalle kund. Die grösseren Feldspathindividuen sind meist in deutlich begrenzten, kurzsäuligen Krystallen ausgebildet. Die Umwandlung ist weit fortgeschritten; Epidot und Calcit sind die hauptsächlichsten Producte derselben. Die Plagioklasnatur äussert sich

in den meisten Fällen noch durch die nicht ganz verwischte Zwillingsstreifung.

Quarz betheiligt sich in bedeutender Menge an der Bildung der Grundmasse. Er füllt die Lücken zwischen den übrigen Gemengtheilen aus. An Stellen, wo er sich nesterweise häuft, sind die Körner mosaikartig verwachsen. Als Einschlüsse enthält er ausser staubartigen Partikeln Nadeln von Apatit.

Der Epidotgehalt ist in diesem Gesteine ein auffallend reicher. Gelbgrüne bis farblose unregelmässige Leisten- und Körneraggregate nehmen die Stelle der zerstörten Feldspathe ein.

Magnetit durchspickt in grösseren und kleineren, unregelmässigen, sowie oktaëdrischen Individuen die Grundmasse, oder ist mit den dunklen Gemengtheilen verwachsen. Gewöhnlich ist er randlich von einer secundären Titanitschicht umgeben, oft vollständig in Titanit übergegangen.

Die mitunter auffällig grossen Pyritkörner haben sich randlich in dunkelbraunen Göthit umgewandelt.

Besonderes Interesse erwecken Einsprenglinge von apfelgrüner Farbe. In wohlausgebildeten Krystallen, welche im Querschnitte als Rechtecke mit abgestumpften Ecken erscheinen, beherrschen sie das ganze Gestein. Dieses Mineral ist nicht mehr frisch. An die Stelle der ursprünglichen Substanz sind fein zerklüftete und nach der Längsrichtung absätzig feingefaserte Umwandlungsproducte getreten mit geringem Pleochroismus und einer Art Aggregatpolarisation, die in ihrer Gesammtwirkung doch eine gerade Auslöschung erkennen lässt. Dies alles scheint auf einen rhombischen Pyroxen hinzuweisen, der vollständig in eine chloritähnliche Masse umgewandelt wäre. Dies vorausgesezt, würden dann die längeren Seiten der Querschnitte, welche ein Rechteck einschliessen, den Flächen $\infty P \bar{\infty}$ (100) und $\infty P \breve{\infty}$ (010), die kürzeren, welche die Ecken des Quadrates nahezu gleichmässig abstumpfen, dem Prisma ∞P (110) entsprechen. Längsschnitte sind schlechter entwickelt. Als Einschlüsse führen diese rhombischen Pyroxe reichlich, theils frische, theils titanisirte Magnetitkryställchen. Die mikroskopischen hellgrünen Partien der Grundmasse stimmen in ihren Eigenschaften mit den grünen Einsprenglingen überein, sind also wohl auch als veränderte rhombische Pyroxene aufzufassen.

Gesteine Nr. 2 und 3 von der Klamm.

Diese Gänge befinden sich nahe bei einander und zeigen eine grosse Aehnlichkeit in Farbe und Structur. Ich bespreche sie daher gleichzeitig.

Beide Gesteine besitzen eine splittrige, dichte Grundmasse

von hellgrüner Farbe. Weisse Feldspathkörner beobachtet man öfter, doch heben sie sich nicht besonders von der Grundmasse ab. Seltener sind mattgrüne Partien, ähnlich wie in Gang 1.

Die porphyrischen Feldspathe sind in gedrungenen Krystallen entwickelt. Sie erscheinen sämmtlich zersetzt und im Innern von einem Aggregat scharf umrandeter Körnchen von Epidot und von hellen, schwach lichtbrechenden, lebhaft polarisirenden Muscovitschüppchen ausgefüllt. Zwillingsstreifung ist oft noch sichtbar. Da und dort hat sich auch Calcit entweder in den Krystallräumen der zerstörten Feldspathe oder in der Umgebung derselben gebildet. Auch der Muscovit scheint reichlich ausgewandert zu sein.

Die grünen Einsprenglinge besitzen sämmtlich Eigenschaften wie jene im Gesteine No. 1, doch treten sie nicht so häufig auf; Gestein 2 ist besonders arm an grösseren solchen Individuen eines rhombischen Pyroxens.

Die Grundmasse setzt sich hauptsächlich zusammen aus kleinen kurzleistigen Feldspathen, verkittet durch Quarz, und wird von zahlreichen Mikrolithen deutlich pleochroitischen Biotits und Fetzchen rhombischen Pyroxens durchschwärmt. Feldspath überwiegt stellenweise stark gegenüber dem Quarz. Die Feldspathe der Grundmasse sind in der Regel einfach verzwillingt und wie die Einsprenglinge grossentheils verglimmert und epidotisirt. Biotit hat sich nur in der Grundmasse ausgeschieden; er ist chloritisirt.

Oktaëder oder Körner von Magnetit sind stete Begleiter der rhombischen Pyroxene, winzige Kryställchen finden sich reichlich in der Grundmasse. Die grösseren Individuen dieses Erzes sind vielfach von einer Titanitzone umsäumt, die kleineren meist vollständig in Titanit (Leukoxen) übergegangen.

Apatit verwächst in Form kurzer sechsseitiger Kryställchen gewöhnlich mit Magnetit, oft wird er gänzlich vom Erze umschlossen.

Im Gestein No 2 wurde das Auftreten dunkelbrauner, stark pleochroitischer Körner von Orthit in Verwachsung mit Epidot constatirt. Der Mangel einer guten Krystallform gestattet jedoch keine weitere Beschreibung dieses interessanten accessorischen Gemengtheiles, auf den ich später noch zurückkomme.

Die Gänge 2 und 3 stimmen sowohl in Structur als in der Zusammensetzung wesentlich mit 1 überein, nur sind sie feinkörniger und ärmer an Einsprenglingen, besonders an solchen von rhombischem Pyroxen.

Gestein No. 4 von der Gadermündung.

Dieses Gestein ist dem ersten ähnlich und stammt aus einem 12 m mächtigen, beinahe stockartigen Gang. Es besitzt eine

ziemlich dichte, splittrige Grundmasse. Einsprenglingsartig fallen besonders dunkelgrüne Partien, weniger deutlich Feldspathe auf. Das Gestein hat eine graugrüne Farbe und ist dunkler als die vorausgehenden.

Mikroskopisch erscheint es gleichmässig körnig, eine deutliche Grundmasse fehlt und die Feldspathe gehören anscheinend nur einer Generation an. Sie sind hell, gestreift, besitzen eine eigenthümliche, wellig aussehende Oberfläche und sind von Querklüften durchsetzt. Im polarisirten Lichte erscheinen sie völlig verändert, und die Zwillingsstreifung tritt nur in seltenen Fällen noch deutlich hervor. Die Ränder der Krystalle sind verschwommen, und das Innere ist vornehmlich von Mucovitschüppchen, seltener von Calcit oder Epidot erfüllt, daher sind sie auch im durchfallenden Lichte so auffallend hell und wellig.

Die rhombischen Pyroxene sind meist in Krystallen ausgeschieden. Die Längsschnitte sind prismatisch säulig und schliessen giebelig ab, die Querschnitte stellen wieder Quadrate mit gleichmässiger Eckenabstumpfung, also auch hier die Combination $\infty P \bar{\infty}$ (100) · $\infty P \breve{\infty}$ (010) · ∞P (110), dar. Diese Pyroxene sind nicht mehr frisch; aus der ursprünglichen Substanz haben sich graubraune Zersetzungsproducte gebildet, welche wegen ihrer Undurchsichtigkeit sich einer genaueren optischen Prüfung entziehen. Auf rhombischen Pyroxen ist nur mehr aus der Umgrenzung der Krystalle, aus dem Vorhandensein der charakteristischen Querabsonderungen, sowie aus der meist kenntlichen Faserstructur und der im Ganzen und Grossen geraden Auslöschung zu schliessen.

In diesem Gestein tritt reichlich Biotit auf, gewöhnlich in Tafeln und Leisten mit deutlichem Pleochroismus und einheitlicher Auslöschung. Biotitleisten verwachsen häufig mit rhombischem Pyroxen nach der c-Axe. Die Dimensionen des Biotits übertreffen durchschnittlich jene des rhombischen Pyroxens, und ersterer ist auch etwas häufiger.

Ansehnliche Körner von Quarz schieben sich reichlich zwischen die Feldspathe ein und bilden so gleichsam ein Cement für dieselben. Manchmal häufen sie sich local und zeigen dann Mosaikstructur.

Gestein No. 5 vom Gaderausfluss.

Es besitzt eine dunkelgraugrüne Farbe und ein gleichmässig feinkörniges Gefüge nach Art einer Grundmasse, in der es zur Ausscheidung nur weniger schwarzer, glänzender Einsprenglinge kam.

Unter dem Mikroskop erscheint ein gleichmässiges Gemenge von Feldspath, Biotit, Hornblende, Augit und Quarz.

Die Feldspathe sind leistig bis tafelig, schliessen an den Enden meist rechtwinklig ab und sind in der Regel einfach verzwillingt. Nur wenige Individuen sind frisch, die meisten zum Theil oder ganz von einer grauen, undurchsichtigen, nicht näher auflösbaren Substanz, welche wie Saussurit aussieht, erfüllt. Im gewöhnlichen reflectirten Lichte erscheinen die zersetzten Feldspathe trüb weiss, im polarisirten erkennt man gelegentlich Körnchen von Epidot und Schüppchen von Muscovit.

Der Augit ist farblos mit einem Stich in's Rauchgraue. Seine Krystalle sind meist leistenförmig gestreckt, terminal schlecht begrenzt und unregelmässig zerbröckelt. Die Mehrzahl derselben ist noch frisch, polarisirt lebhaft und löscht unter nahezu 45^0 zur Längsrichtung aus. Die einfache Lichtbrechung ist stark, der Pleochroismus sehr schwach.

Die Hornblende ist in der Regel mit dem Augit verwachsen. Bald wird ein augitischer Kern von Hornblende, meist in paralleler Stellung zur c-Axe, umschlossen, bald ist das Umgekehrte der Fall; gewöhnlich wächst der eine Gemengtheil auf dem anderen ersatzweise fort. Die unregelmässigen Hornblendesäulchen sind gestreckt und zacken an den Enden wiederholt spiessig aus. Gleichwie der Augit zeigt auch die Hornblende reichlich Querrisse. Die frischeren Partien besitzen eine öl- bis braungrüne Farbe. Ein bedeutender Theil ist chloritisirt.

Der Gehalt an Biotit ist in diesem Gestein ein mässiger. Im Dünnschliff fällt ein vereinzelter, 0,5 mm grosser, nahezu hexagonaler Querschnitt von chloritisirtem Biotit auf, sonst begegnet man nur unregelmässigen, chloritisirten Fetzen dieses Minerals.

Magnetit ist reichlich in Oktaëderchen im ganzen Gestein verstreut. Bis auf Spuren hat er sich vollständig in Titanit (Leukoxen) umgewandelt.

Quarz füllt in grosser Menge die Lücken zwischen den übrigen Gemengtheilen aus.

Gesteine No. 6 und 7 von der Gadermündung

zeigen so auffallende Aehnlichkeit, dass sie unter Einem behandelt werden können.

Der Gang No. 6 hat die geringste Mächtigkeit unter den am Gaderausfluss aufsetzenden Gängen. Er ist sehr dicht, fast nur Grundmasse, in welcher selten kleine, an Hornblende erinnernde, schwarzglänzende Kryställchen liegen. Die Feldspathe fallen nicht besonders auf. Die Farbe des ganzen Gesteins ist dunkelgraugrün. No. 7 zeigt in geringer Distanz structurelle Ab-

weichungen. Für die Untersuchung wurden zwei Proben gewählt. No. 7a ist sehr feinkörnig, Feldspathe treten weniger, zarte glänzende Hornblendenadeln deutlich hervor. Die Färbung des Gesteins ist dunkelgraugrün, ähnlich wie No. 6. Die Probe No. 7b dagegen ist hell und besitzt eine sehr dichte Grundmasse, in welcher manchmal helle Einsprenglinge, zur Seltenheit schwarzglänzende Hornblendenädelchen erscheinen.

Bei mikroskopischer Prüfung erweisen sich beide Ganggesteine sowohl in der Structur, als auch in der Wiederkehr derselben Elemente als einem Typus zugehörig.

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Feldspath und Hornblende in gleichmässiger Vertheilung, etwas Quarz und Körnchen von Erz. In No. 6 und 7b besitzt sie ein mikro- bis kryptokrystallines Gepräge, in No. 7a ist sie deutlich körnig.

Die Feldspathe der Grundmasse sind lang leistenförmig, einfach verzwillingt und nicht mehr ganz frisch.

Die Hornblende ist nussbraun, zeigt verhältnissmässig schwachen Pleochroismus und löscht durchschnittlich unter 20° gegen die c-Axe aus. Sie bildet vorwaltend langgestreckte Nadeln mit zackigen Enden. Die Säulchen sind längsgestreift und reichlich quergegliedert. Grösseren, einheitlichen Krystallen begegnet man selten. Einfache Zwillingsbildung ist Regel, Wiederholung nicht selten. In No. 6 und 7b erscheint die Hornblende fast nur in der Grundmasse, erst in No. 7a erreicht sie ihre bedeutendste Entwickelung. Grössere und kleinere Individuen kommen hier in allen Uebergangsstadien vor, so dass die Scheidung derselben in zwei Generationen schwer fällt.

Als typische Einsprenglinge, zumal in 7b, dürfen wohl nur Feldspath und Augit aufgefasst werden. Beide zeichnen sich der Hornblende gegenüber durch scharfe Umgrenzung aus. Die Feldspathe sind kurzsäulige bis tafelige Krystalle. Im gewöhnlichen Lichte erscheinen sie vollkommen hell mit gewellter Oberfläche, im polarisirten Lichte hingegen vollständig umgewandelt und von lebhaft polarisirenden Muscovitschüppchen erfüllt. Der ausgewanderte Calcit besetzt reichlich die Grundmasse. Die Plagioklasnatur der Feldspathe offenbart sich in der selten ganz verwischten Zwillingsstreifung. — Die grössten Dimensionen erreicht unter den Einsprenglingen durchschnittlich der Augit. Die allseitig wohl ausgebildeten Krystalle zeigen im Querschnitte Quadrate mit gleichmässig abgestutzten Ecken. Längsschnitte nach dem Klinopinakoid gleichen stark ausgezogenen Rhomboiden, Schnitte nach dem Orthopinakoid stellen nach der c-Achse gestreckte Sechsecke dar und sind manchmal an einem der Pole gerade abgestutzt. Die Augite sind gewöhnlich so vollständig

calcitisirt, dass man regelrechte Pseudomorphosen vor sich sieht. Nur selten bleibt ein frischer Kern mit den optischen Eigenthümlichkeiten des Augites erhalten.

Der nur in geringer Menge ausgeschiedene Quarz entbehrt wie in den früheren Gesteinen der Krystallform und presst sich zwischen die übrigen Gemengtheile ein. Das Magma scheint die Quarzeinsprenglinge wieder aufgelöst zu haben. No. 7a enthält einige 2—4 mm grosse, angeschmolzene Körner von Quarz. Um dieselben herum haben sich Kränze von Hornblende und feiner, körnigsplittriger Grundmasse gelagert.

Magnetit durchschwärmt in meist gut ausgebildeten Oktaëderchen die Grundmasse. Selten ist er frisch. An seiner Stelle hat sich Leukoxen gebildet.

Das Gestein führt nebenbei auch ziemlich viel Pyrit in Würfeln oder Körnern. Beachtenswerth ist das Auftreten desselben im Innern der Augitpseudomorphosen. In Form kleiner, frischer Körnchen und Würfelchen kleidet er meist die Krystallhülle von innen aus. Nicht selten bilden aussen herum stark zersetzte Magnetitkryställchen einen Wandbeleg.

Beide Gesteine besitzen mit dem bekannten Vorkommen von Roda eine gewisse Aehnlichkeit sowohl in der Zusammensetzung und Structur, als auch bezüglich der Calcitisirung des Augites[1]). In Betreff dieser Umwandlung ist auch der Augitporphyr von Bufaure vergleichenswerth[2]).

Gestein No. 8 von Pflaurenz.

Die Structur ist porphyrisch mit dichter Grundmasse. Als Einsprenglinge erscheinen Feldspathe und mattgrüne Krystallaggregate. Winzige Glimmerblättchen werden erst unter der Lupe sichtbar, vor den übrigen grünen Gemengtheilen zeichnen sie sich durch lebbaften Glanz aus. In seinem Gesammthabitus erinnert das Gestein an No. 1.

Unter dem Mikroskop erweist es sich als stark zersetzt. Quarz und Feldspath bilden im Verein mit chloritisirten Glimmertheilchen und Schmitzen von rhombischem Pyroxen eine Art körniger Grundmasse, in der grössere Krystalle von Plagioklas und rhombischem Pyroxen eingebettet sind.

Die Feldspathe beider Generationen sind so vollständig umgewandelt, dass ihre ziemlich breitleistige Form und die Zwillingsstreifung nur mit Mühe noch zu erkennen sind. Die Krystallräume der Feldspathe sind erfüllt von Aggregaten muscovitischen Glimmers und von Calcit. Epidot hat sich selten gebildet.

---

1) N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 79.

2) Ebendas., p. 81.

Die hellgrünen Einsprenglinge sind grosse Krystalle eines rhombischen Pyroxens mit den früher erwähnten Eigenthümlichkeiten. Im Innern der Krystalle haben sich oft grosse Nester von Calcit gebildet.

Biotit tritt meist nur in kleineren Partien auf. Als typischer Einsprengling fehlt er. Nicht selten verwachsen Leistchen desselben mit rhombischem Pyroxen nach der c-Axe.

Lebhafteres Interesse verdient der, wenn auch nur accessorisch ausgeschiedene Orthit. Derselbe findet sich in Gestalt unregelmässiger Körnchen, seltener in Krystallen in der Grundmasse. Im auffallenden Lichte zeigt er fast metallartigen Glanz. Im durchfallenden Lichte deuten die dunklen Ränder auf hohen Brechungsexponenten hin. Die Kryställchen sind intensiv pleochroitisch und zwar dunkelbraun nach der Längsrichtung, gelbbraun bis braungrün senkrecht dazu. Sie sind nach der b-Axe gestreckt und löschen auch parallel dieser Richtung aus. Terminale Begrenzung ist selten. Der Orthit ist gewöhnlich von farblosem Epidot mit einheitlicher Orientirung umhüllt. Zwillinge nach $\infty P \grave{\infty}$ (100) sind nicht selten. Der Schliff No. 8 birgt einen wohlausgebildeten Zwillingskrystall, der an dem einen Ende scharf abgegrenzt ist, mit dem anderen Pole aber einem zweiten Krystalle aufsitzt. Für die Untersuchung hat er eine recht günstige Lage, denn er bietet einen Schnitt so ziemlich genau parallel der b-Axe und senkrecht zur Zwillingsebene. Er ist nach der b-Axe säulig gestreckt, die orthopinakoidalen Flächen erscheinen am Säulchen als Prismen, während die eigentlichen Prismenflächen dasselbe giebelig abschliessen. Der Giebelwinkel beträgt 110^0 und kann daher auf ∞P (110) oder $+P$ $(\bar{1}11)$ bezogen werden. Wird nun der Zwilling so gestellt, dass die Zwillingsebene mit dem unteren Nicolhauptschnitte zusammenfällt, so sind beide Hälften gleich dunkelbraun gefärbt; man würde in dieser Stellung einen einfachen Krystall vermuthen. In allen Zwischenlagen sind beide Hälften abwechselnd heller oder dunkler. Analoges gilt für die Auslöschung.

Der reichliche Quarz bildet auch hier einen Kitt für die gut auskrystallisirten Feldspathe und rhombischen Pyroxene.

Gestein No. 9 nördlich von St. Lorenzen.

Die Structur ist porphyrisch, die Grundmasse dichter als in No. 8. Schöne Feldspathkrystalle, einzelne hexagonale, lebhaft glänzende Glimmerblättchen und frische Körnchen von Pyrit treten deutlich hervor. Dunkelgrüne, matte Einzelkrystalle und Aggregate, vermuthlich von rhombischem Pyroxen, sind in grosser Anzahl zu sehen.

Unter dem Mikroskope erscheint das ganze Gestein stark verändert. Die Feldspathe der Grundmasse sind sehr klein, körnig bis kurzleistig und selten verzwillingt. Mit Körnchen von Quarz, der wie ein Kitt sich dazwischen hineinpresst, bilden sie ein mikro- bis kryptokrystallines, grauweissmelirtes Aggregat. Leistige, stark pleochroitische Biotitfetzen und Partikeln von rhombischem Pyroxen durchsetzen reichlich diese Grundmasse.

Die Feldspath-Einsprenglinge sind mässig gross und leistenförmig. Reiche Zwillingsbildung ist Regel. Manchmal legen sich breitere Leisten treppenförmig aufsteigend an einander und bilden so eine Art Krystallstock. Die Feldspathsubstanz ist allenthalben in feinschuppige Glimmeraggregate, weniger in Calcit, noch seltener in Epidot umgewandelt. Selbst die Feldspathe der Grundmasse sind nicht mehr ganz frisch.

Sehr gut kenntlich sind die rhombischen Pyroxene. Längsschnitte zeigen die typische Quergliederung und schliessen an den Enden stumpfgiebelig ab. Querschnitte treten weniger gut hervor.

Biotit ist in wohlentwickelten, sechsseitigen Tafeln oder breiten Leisten porphyrisch neben Pyroxen ausgeschieden. Grössere Blättchen enthalten oft Einschlüsse von Rutil. Die Nadeln dieses Minerals wechseln in Länge und Feinheit und gruppiren sich in zierlichen Sagenitnetzen.

Die Unterschiede zwischen chloritisirtem Pyroxen und Biotit, welche unten zusammengestellt sind, treten in diesem Gesteine so recht deutlich hervor. Pyroxen und Biotit verwachsen nicht selten parallel mit einander.

Magnetit und Pyrit treten reichlich, theils frisch, theils umgewandelt, besonders gern in den basischen Gemengtheilen und in der Grundmasse auf.

Vereinzelt liegen auch gedrungene Apatit- und Sphenkryställchen in der Grundmasse.

Gesteine No. 10 und 11 vom Oberwieser.

Unweit der Sonnenburg setzen ziemlich nahe beisammen zwei Gänge auf, die sich makroskopisch schon auffallend gleichen. No. 10 liegt mehr westlich, No. 11 mehr östlich vom genannten Gehöfte. Beide Gänge sind deutlich porphyrisch und besitzen eine Grundmasse mit dichterem Gefüge. No. 10 hat eine etwas hellere Farbe. Weissliche Einsprenglinge von Feldspath und mitunter sehr breite dunkelbraungrüne Leisten, aus geschichteten Glimmerblättchen bestehend, scheiden sich aus. No. 11 dagegen ist etwas dunkler. In der Grundmasse liegen sehr deutliche

Feldspath-Einsprenglinge und grosse, grüne chloritisirte Glimmeraggregate.

Unter dem Mikroskop zeigt sich die Grundmasse feinkörnig. Kurzleistige Feldspath-Zwillinge und gelbbraune bis grüne Glimmerfetzchen, verkittet durch reichlichen Quarz, setzen dieselbe zusammen.

Die oft 3 — 5 mm grossen porphyrischen Feldspathe besitzen kurzsäulige, polygonale bis rundliche Formen. Die mitunter nur einfache Verzwillingung ist in Folge der starken Umwandlung nur mehr andeutungsweise zu erkennen. Der grösste Theil der Feldspathsubstanz ist in ein sehr feinkörniges, milchigtrübes Gemenge von Saussurit umgewandelt. Fleckenweise jedoch sind durchsichtig farblose, schuppige Partien zu beobachten; sie bestehen aus feinen Glimmeraggregaten, welche im polarisirten Lichte ein lebhaftes Farbenspiel zeigen. In No. 11 ist ein Theil der porphyrischen Feldspathe ganz oder doch theilweise ausnehmend frisch. Dieselben sind kleiner als die eben erwähnten vollständig zersetzten Individuen, jedoch bedeutend grösser als die der Grundmasse, und sind wie eine dritte Generation eingeschaltet. Sie erscheinen reichlich verzwillingt und schalig gebaut. An günstigen Stellen wurden 5 — 8 deutliche Zonen gezählt. Die einzelnen Schichten zeigen abwechselnd kaum bemerkbare Abweichungen in der Exstinction des Lichtes. Manche Krystalle zeichnen sich durch ein feines mikroklinartiges Gitterwerk aus.

Der porphyrische Biotit bildet theils annähernd hexagonale Tafeln und grosse unregelmässige Blätter, theils langgestreckte Leisten mit deutlicher Faserung. Basale Schnitte zeigen auch Radiärstructur mit stabilem schwarzen Kreuz, in Folge von Chloritisirung. Der Glimmer ist in No. 11 zum Theil stark gebleicht und schwach pleochroitisch. Durch Auslaugung des Eisengehaltes erscheint auch die Grundmasse in der Umgebung solcher Glimmer reichlich von Eisenoxydhydrat durchtränkt. Indessen giebt es hier auch noch frischen, braunen, stark absorbirenden Biotit.

Kleine Krystalle von Magneteisen vertheilen sich gleichmässig in der Grundmasse, grössere, mehr frische, werden häufig von den porphyrischen Glimmern umschlossen.

Apatit verwächst regelmässig in kurzen Säulchen mit Magnetitkrystallen.

Der reichliche, manchmal auch in grösseren Körnern und Nestern auftretende Quarz entbehrt stets der Krystallformen.

Gestein No. 12 vom Steinbruch bei Stegen.

Nach dem makroskopischen Befunde ist dasselbe ziemlich dicht, splittrig, in der Färbung grünlichgrau.

Mikroskopisch besteht die eigentliche Grundmasse aus leistigen Feldspathen und Quarz in gleichmässiger Vertheilung. Dazu gesellt sich rhombischer Pyroxen und Biotit in unregelmässigen Fetzchen, welche reichlich Leukoxen mit oft noch frischen Magnetitkernen umschliessen.

Die kurzsäuligen bis tafeligen Feldspath-Einsprenglinge sind wohl entwickelt und hell durchsichtig. Die Zwillingsstreifung ist schon im gewöhnlichen Lichte zu sehen. Unter dem Analysator hingegen bilden die Feldspathe nahezu vollständige Pseudomorphosen von schuppig aggregirtem Muscovit oder einheitlichem Calcit mit deutlicher Spaltbarkeit nach dem Grundrhomboëder und Zwillingslamellen nach $-\frac{1}{2}$ R. (110). Zu Garben und Fächern gruppirt ist in manchen Feldspathkrystallen neben Glimmer und Calcit Epidot zu erkennen. Auch die Feldspathe der Grundmasse sind nicht mehr ganz frisch.

Die porphyrischen rhombischen Pyroxene erlangen vorwiegend säulige Form, terminal schliessen sie rechtwinklig oder giebelig ab. An einem besser entwickelten Krystall maass der Giebelwinkel ca. 119°. An Querschnitten betrug der Winkel von $\infty P \breve{\infty}$ (010) : ∞P (110) 134°.

Der reichliche Quarz besitzt die früher erwähnten Eigenschaften.

Im Schliff gleicht No. 12 dem Gestein No. 8, nur ist es etwas feiner im Korn und sind die rhombischen Pyroxene nicht so gut entwickelt.

Gestein No. 13 neben dem Stegener Steinbruch.

Die porphyrische Structur wird undeutlich. Schlecht umgrenzte weisse Feldspathe, einzelne fettglänzende Quarzkörner, sowie grünliche Hornblenden treten zahlreich hervor. Biotit ist kaum bemerkbar.

Die Grundmasse büsst unter dem Mikroskop in Folge ihres groben Korns den Charakter einer solchen nahezu ein; die Structur geht in die dioritisch-körnige über. Die Grundmasse besteht aus meist einfach verzwillingten Plagioklasleisten, schlecht ausgebildeten Hornblenden, Biotitfetzen und sehr viel Quarz.

Die porphyrischen Feldspathe besitzen grosse breittafelige bis kurzsäulige Form, sind verzwillingt und zum grössten Theil umgewandelt. In Folge dessen grenzen sie oft undeutlich gegen die Grundmasse ab. Das Innere derselben ist von ziemlich grossen, farblosen, stark lichtbrechenden Zoisit- und Epidotkörnern, sowie dazwischen gelagerten hellen Glimmerschüppchen oder körnigem Calcit erfüllt. Letzterer nimmt oft für sich ganze Feldspathkrystallräume ein.

Eine eigenthümliche Ausbildung erlangt die Hornblende. Zum Theil ist sie gelbbraun und stark pleochroitisch, zum Theil giftgrün ohne auffallenden Pleochroismus. Die braune Varietät zeigt im Allgemeinen gut ausgebildete Krystalle. Längsschnitte sind tafelförmig oder säulig entwickelt und terminal oft giebelig begrenzt. An Querschnitten sieht man bald das Grundprisma für sich, bald in Combination mit Klinopinakoid und untergeordnetem Orthopinakoid. — Die grüne, seltenere Hornblende bildet meist um die braune eine Randzone oder wächst terminal auf derselben weiter, sie ist stärker doppelbrechend als die braune. Die mittlere Auslöschungsschiefe wurde an der grünen mit 18^0, an der braunen mit 17^0 gemessen. Die kleineren, braunen Hornblende-Individuen sind durchweg mehr frisch, die grösseren dagegen tragen schon die Symptome starker Zersetzung an sich. Die Umwandlung beginnt mit dem Erblassen der braunen Farbe, und allmählich geht die Hornblende in grünlichen Chlorit über. Oft bleiben noch frische Hornblendereste erhalten. Neben Chlorit ist es in der Regel reichlich zur Neubildung von Epidot in scharf begrenzten Körneraggregaten innerhalb der Krystalle gekommen; auch ein Zwillingskorn wurde beobachtet. In der Grundmasse hat sich ebenfalls körniger Epidot frei ausgeschieden. Mit Vorliebe zwängt er sich in radiär faserigen Partien zwischen Quarzkörner hinein, welch' letztere dann auch die Umgrenzung der Epidote bestimmen.

Magnetit, der in zierlichen Oktaëderchen oder in Körnern die farbigen Gemengtheile begleitet, ist gewöhnlich in Leukoxen umgewandelt. Sehr oft sind frische Kerne erhalten.

Pyrit ist local in würfeligen Krystallen ausgeschieden und meist schon von Göthit umrandet.

Biotit tritt gegen Hornblende auffällig zurück, er findet sich oft parallel mit ihren Säulenflächen verwachsen; in der Regel ist er nur der Grundmasse eigen.

Der Quarz erscheint als der jüngste, aber reichlich ausgeschiedene Gemengtheil, die Feldspathe und Hornblenden verkittend.

Gestein No. 14 von Stegen.

Dieses Gestein besitzt nahezu dioritisch-körnige Structur. Es ist etwas dunkler in der Farbe und feiner im Korn als No. 13. Feldspath und schwach grünliche Hornblendenadeln treten als winzige Ausscheidungen, jedoch sehr zahlreich, hervor. Auffällig sind gelbgrüne Säulchen mit fast seidenartigem Schimmer.

Mikroskopisch erscheint local eine Art feinkörniger Grund-

masse; stellenweise wieder sammeln sich grössere Individuen an und bilden dann ein gleichmässiges Gemenge von Feldspath, Hornblende und etwas verkittendem Quarz.

Die Feldspathe scheinen sämmtlich gleicher Natur zu sein und lassen eine Scheidung in zwei Generationen nicht wohl zu. Gewöhnlich sind es lange, polysynthetische, an den Enden treppenförmig abschliessende Leisten in wechselnden Dimensionen. Von der Zersetzung sind sie weniger befallen als die früheren, wohl aber von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt. In weniger frischen Individuen hat sich feinkörniger Epidot gebildet.

Die Hornblende ist theils gelbgrün, theils gelbbraun und verhältnissmässig schwach pleochroitisch. Zwischen gekreuzten Nicols erscheint sie allenthalben verzwillingt und mit lebhaft chromatischer Polarisation. Sie entwickelt sich selten zu ringsum ausgebildeten Krystallen. Bald zeigen sich nach der c-Axe gestreckte, spiessige Nadeln mit feiner Längsriefung, bald mehr oder weniger nach der Ortho- oder Klinoaxe entwickelte Schnitte. Die gelbgrüne Hornblende besitzt so recht ausgesprochen aktinolithischen Habitus. Ihre reichlich querabgesonderten Nadeln löschen durchschnittlich unter 19^0 aus. Die gelbbraune Varietät zeigt im Querschnitt oft recht gut das Prisma ∞P (110) mit den beiden untergeordneten Pinakoiden $\infty P \acute{\infty}$ (100) und $\infty P \breve{\infty}$ (010). Nicht selten umschliesst die Hornblende Magnetitoktaëderchen und Kryställchen von Plagioklas. Stellenweise wird dieselbe fleckig und offenbart beginnende Chloritisirung. Die bereits makroskopisch beobachteten gelbgrünen, seidenschimmernden Leistchen erscheinen unter dem Mikroskop als formlose, feinkörnige Masse mit Aggregatpolarisation und starker Lichtbrechung. Es liegen hier einzelne grosse Individuen, wohl auch Krystallgruppen von Hornblende vor, in denen die Umwandlung einen eigenartigen Verlauf nimmt; aus der Hornblende geht ein Filzwerk winziger Epidotkörnchen und haarfeiner, heller, aktinolithischer Nadeln hervor, um die herum manchmal noch Reste erblasster oder chloritisirter Hornblende zu verfolgen sind.

Biotit ist in diesem Gestein nicht zur Ausscheidung gelangt.

Der gegen die übrigen Gemengtheile auffällig zurücktretende Quarz füllt in unregelmässigen Körnern, welche da und dort einen bedeutenden Umfang erreichen, die Lücken zwischen Feldspath und Hornblende aus.

Apatit durchzieht in oft haarfeinen, langen, quergegliederten Nadeln das Gestein oder zeigt sich als Einschluss im Quarz.

Gestein No. 15 von Stegen.

Mit diesem Gang schliesst die Serie der neuen, von Herrn Professor Cathrein aufgefundenen Gänge. Das Gestein ist deutlich porphyrisch, zeigt dichte, splittrige Grundmasse von licht graugrüner Farbe. Gebleichte sechsseitige Glimmerblättchen sind zahlreich zu verfolgen, Feldspath-Einsprenglinge treten nicht überall deutlich hervor. Als auffälligster Einsprengling erscheint in leicht sich loslösenden, rothbraunen Krystallen Granat, mit den Formen 2O2 (211) und ∞O (110).

Die feinkörnige Grundmasse besteht, soweit sie noch mikroskopisch unterscheidbar ist, aus einem gleichmässigen Gemenge kurzleistiger bis körniger Feldspathe, die vollständig zersetzt sind, ziemlich vielen Biotitschmitzchen und reichlichem Quarz.

Die oft 2—3 mm langen Feldspath-Einsprenglinge sind gedrungene Säulen, deren Umrisse bei der vollständigen Zersetzung selbst im polarisirten Lichte nicht immer deutlich genug hervortreten. Zwillingsstreifung ist noch in Spuren zu verfolgen. Die Krystallräume enthalten ein sehr feinkörniges, undurchsichtiges, saussuritisches Gemengsel. Manche Feldspathe erscheinen im durchfallenden Lichte ziemlich hell; sie sind, wie eine Prüfung im polarisirten Lichte lehrt, grösstentheils verglimmert.

Der reichlich porphyrische Biotit zeigt Hexagone oder unregelmässige Blätter; Querschnitte bilden verschieden hohe Leisten mit einheitlicher Faserung. Sämmtlicher Glimmer ist stark gebleicht, der Pleochroimus ist kaum bemerkbar, unter dem Analysator zeigen sich die blauen Farben des Chlorits. — Als Einschlüsse führt der Biotit sehr viel gleichmässig verstreuten, titanisirten Magnetit und feine, theils frische, theils ebenfalls in Titanit umgewandelte Leistchen von Ilmenit, sowie nicht selten kurzsäuligen Apatit und kleine Plagioklase. Zwischen den Fasergängen liegt reichlich Calcit.

Auch der in der Grundmasse vertheilte Magnetit und Ilmenit ist häufig mit Apatitkryställchen verwachsen.

Quarz tritt gelegentlich in grösseren, der Krystallformen jedoch stets entbehrenden Körnern auf. An Stellen, wo sich die Quarzkörner häufen, siedelt sich dazwischen reichlich Calcit, weniger Epidot an.

Nun folgen die von Teller entdeckten und zum Theil von Foullon petrographisch untersuchten Gänge, welche mit den unseren verglichen werden sollen.

Gestein No. 16 von Bruneck.

Dieses ist identisch mit dem von Teller an der nordöstlichen Seite des Kuhbergls beobachteten Ganggesteine. Es ist lichtgrau und besitzt ausgesprochen porphyrischen Charakter. Als Einsprenglinge treten weissliche Feldspathkrystalle, schwarzgrüne Hornblende in Säulen und Nadeln sowie wenige Quarzkörner hervor. Auffällig erscheinen ausserdem Chloritnester und Schwefelkies.

Mikroskopisch ist die Grundmasse grobkörnig und besteht aus vorwiegendem kurzleistigen bis körnigen Feldspath, Hornblende und reichlichem, verkittendem Quarz. Der Feldspath der Grundmasse ist durchaus frisch; seine ziemlich breiten Leistchen sind oft einfache Zwillinge, oft auch gar nicht verzwillingt.

Die Einsprenglinge der Feldspathe sind grosse, breittafelige, rectanguläre oder kurzsäulige, meist giebelig abschliessende Krystalle und so schön, wie kaum in einem anderen der hier beschriebenen Vorkommen entwickelt. Manche Feldspathe stellen einheitliche oder nur einfach verzwillingte Krystalle dar. — Alle Feldspathkrystalle zeigen schaligen Aufbau. Immer ist eine Randzone, häufig sind mehrere Schalen gebildet. Wo nur eine Schale vorhanden, sind die Abweichungen in der optischen Orientirung geringe. Mehren sich die Schalen, so stellen sich oft bedeutende Differenzen in der Auslöschung ein. An einem der Krystalle z. B. divergirte die Auslöschung zwischen dem Kern und der angrenzenden Schale um 38^0, an einem anderen betrug die Abweichung zwischen der zweiten und vierten Schale 29^0. — Alle Feldspath-Einsprenglinge sind theilweise zersetzt; überall begegnet man Veränderungen, die mit dem schaligen Bau enge zusammenhängen. Meist befallen sie den Kern zuerst und schreiten dann bis zur Randzone vor. Bei wiederholter Schalenbildung bleibt oft eine Zone intact. Manchmal erhält sich der Kern frisch und führt nicht selten Einschlüsse von Sphen, Hornblende und anscheinend auch Körner von Quarz.

Die Hornblende ist ähnlich wie in No. 14 entwickelt und zeigt auch hier ein mehr aktinolithisches Gepräge. Regelmässige Formen herrschen vor, Querschnitte zeigen gewöhnlich die Flächencombination $\infty P\,(110) \cdot \infty P \breve{\infty}\,(010)$. Der Pleochroismus ist verhältnissmässig schwach, besonders an Längsschnitten, um so lebhafter wird die chromatische Polarisation. Einschlüsse von Magnetitkörnchen oder Plagioklaskryställchen sind gelegentlich zu beobachten. Die meisten Hornblendekrystalle sind einfach verzwillingt, manche auch wiederholt. — Die Chloritnester wurden herauspräparirt und unter das Mikroskop gebracht. Sie erwiesen sich als locale Hornblende-Anhäufungen,

die bis auf wenige Reste in Chlorit übergegangen sind. Die übrige Hornblende ist meist frisch.

Die drei folgenden Proben wurden aus den von TELLER längs der Südbahnstrecke Ehrenburg-St. Lorenzen, westlich von Bruneck aufgefundenen elf Gängen gewählt[1]).

Gestein No. 17 von der Bahnbrücke über die Gader.

Dieses ist identisch mit No. 11 TELLER-FOULLON's. Es ist das „östlichste Gangvorkommen in dem Felshöcker, welchen die Bahn zwischen der Eisenbrücke über den Gaderbach und dem kleinen Brückenobject, unter dem der Fahrweg in's Gaderthal hineinführt, durchschneidet“[2]). Das Gestein ist graugrün und porphyrisch. Aus der splittrigen Grundmasse heben sich zahlreiche, weissliche Feldspathe, grüne, spiegelnde, sechsseitige Glimmerblättchen und ein mattgrüner, nicht näher kenntlicher Gemengtheil ab.

Mikroskopisch walten in der wohl individualisirten Grundmasse ziemlich frische kurze Feldspathzwillinge vor, sattgrüne, chloritisirte Biotitleistchen mit starkem Pleochroismus und schwach pleochroitische Partikel eines rhombischen Pyroxens von hellgrüner Farbe vertheilen sich gleichmässig dazwischen. Der Gehalt an verkittendem Quarz ist gering.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspathe präsentiren sich in kurzsäuligen Krystallen, die bis auf eine schmale Randzone völlig umgewandelt sind. Zwillingsstreifung ist trotz weitgehender Veränderung noch sichtbar. Ein Theil der Individuen ist milchig getrübt und saussuritisirt, manche sind durchsichtig hell, an der Oberfläche gewellt und enthalten oft einheitlich orientirte Aggregate lebhaft polarisirender Muscovitschüppchen. Nicht häufig sind Epidot und Calcit in grösseren Partien zur Ausscheidung gelangt.

Die rhombischen Pyroxen-Einsprenglinge gleichen in Farbe und Form jenen von der Enneberger Strasse (No. 8), sowie denen nördlich von St. Lorenzen (No. 9) und vom grossen Steinbruch bei Stegen (No. 12). Sie bilden dicksäulige Kryställchen mit giebelförmigem Abschluss oder rectangulärer Begrenzung, zeigen feine absätzige Faserstructur, Quergliederung und die übrigen Eigenthümlichkeiten. Ausser den gewöhnlichen chloritischen Zersetzungsproducten tritt im Innern der Krystalle reichlich Calcit auf.

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 744 f.
[2]) l. c., p. 745.

Die Biotite der ersten Generation bilden Hexagone und an den Enden ausgefranzte Leisten mit einheitlicher Längsfaserung. Der Pleochroismus entspricht dem Chlorit, parallel zur Schwingungsrichtung des unteren Nicols erscheinen die Leisten intensiv grün, senkrecht dazu gelbgrün bis nahezu farblos.

Grosse Magnetitkörner und feine Ilmenitleisten sind meist in frischem Zustande, reichlich im Biotit und Pyroxen, spärlicher in der Grundmasse zu sehen. Verwachsungen kurzer Apatitsäulchen mit Erz sind nicht selten.

Die Feldspathe walten weitaus über die farbigen Gemengtheile vor. Der rhombische Pyroxen erscheint reichlicher als Einsprengling, der Glimmer reichlicher in der Grundmasse.

Gesteine No. 18 und 19 von der Bahn gegenüber Sonnenburg.

An der südlichen Flanke des Bahnkörpers setzen zwei Porphyritgänge auf. No. 18 ist „der mächtigste der ganzen Serie, der eine Breite von 3 m erreicht. Er liegt westlich vor der Brücke über den Gaderbach, der Sonnenburg gerade gegenüber“ [1]. No. 19 dürfte nach der Oertlichkeit zu schliessen einer der letzten von den 11 Teller-Foullon'schen Gängen sein. In ihrem Habitus sehen sich beide Vorkommen ähnlich. Die Structur ist körnig porphyrisch, besonders bei No. 18, bei No. 19 hingegen tritt die Grundmasse mehr hervor. Die Färbung ist hellgraugrün. Weisse Feldspathe und dunkelgrüne, glanzlose Putzen, sowie zahlreiche kleine Quarzkörner sind kenntlich.

Bei mikroskopischer Betrachtung erscheinen beide Gesteine stark metamorphosirt.

Die Feldspathe der Grundmasse bilden ziemlich grosse kurze Leisten, die durch allmähliche Uebergänge mit den tafelig bis breitleistig gestalteten Einsprenglingen verbunden sind. Beide Generationen sind stark verändert und ähnlich wie in No. 17 theils von hellen Muscovitschüppchen, theils von einem feinkörnigen Epidot- und Calcitgemenge erfüllt.

Die bedeutendste Rolle spielt in diesem Gesteine jedenfalls der rhombische Pyroxen, doch in typischen Formen erscheint er nicht. Derselbe bildet grosse, lappig übergreifende Krystallkörner mit manchmal rectangulärer oder säuliger Umgrenzung. No. 18 birgt einen Krystall, an dem die beiden Pinakoide mit kleinerem Grundprisma deutlich ausgebildet sind.

Der untergeordnete, chloritisirte Biotit nimmt vielfach nur an der Bildung der Grundmasse theil. Mit Vorliebe verwächst er

[1] Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 745.

mit rhombischem Pyroxen und ist von diesem dann leicht durch seinen intensiveren Pleochroismus zu unterscheiden.

Das Gestein No. 18 führt auch etwas Hornblende. Ihre Kryställchen sind gut entwickelt und lassen im Längsschnitt rhomboidische oder giebelig abschliessende Flächen, im Querschnitt das Grundprisma mit untergeordnetem Klinopinakoid, manchmal auch mit breiterem Orthopinakoid erkennen.

Grosse Körnerpartien von Magnetit finden sich zahlreich mit rhombischem Pyroxen verwachsen. In No. 18 sind sie zum grössten Theil titanitisirt, in No. 19 mehr frisch; auch wird die Grundmasse dieses Gesteines von winzigen Magnetitoktaëderchen in grosser Anzahl durchspickt.

Grössere Pyritwürfel, von einer dunkelbraunen secundären Göthitzone umrandet, kommen mit dem Pyroxen verwachsen wiederholt in No. 18, weniger in No. 19 zum Vorschein.

Beide Gesteine führen körnigen Orthit mit Epidot.

Der Quarz ist reichlich. Zwischen Körneransammlungen desselben sowie auf Bruchgängen hat sich Calcit angesiedelt.

Das Vorkommen an der Enneberger Strasse ist mit diesen beiden sehr enge verwandt.

Durch diese Beobachtungen wird die Behauptung Foullon's, dass die Chloritpseudomorphosen in den bezüglichen Gesteinen auf Glimmer zurückzuführen seien, eingeschränkt.

Unmittelbar an der Fahrstrasse von Kaltenhaus bei Kiens nach Lothen setzen nach Teller in einem kleinen Thonglimmerschieferaufschluss hart neben einander drei Porphyritgänge auf[1]).

Gestein No. 20 an der Strasse Kiens - St. Lorenzen.

Das Gestein des schmalsten, östlichsten von den drei Gängen besitzt eine dunkelgraugrüne Farbe und dichte Structur; bis auf wenige grössere, gerundete Quarzkrystalle glaubt man nur Grundmasse zu sehen.

Im Mikroskop erkennt man einen hellen Grund, in dem mehr unregelmässige, selten besser entwickelte Augite und Hornblenden spreuartig eingewachsen sind. Quarz ist in Spuren zu verfolgen. Zwischen gekreuzten Nicols löst sich der helle Grund in ein Gemenge feiner, leistenförmiger Feldspathzwillinge auf.

Die Augite überwiegen gegen die Hornblende und sind allgemein mit derselben verwachsen. Die Verwachsung ist meist eine willkürliche, indem ein Bestandtheil den andern umschliesst, nur gelegentlich ist sie eine parallele nach der Längsrichtung.

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 744.

Der Augit erscheint mitunter in grösseren Krystallen von breittafeliger oder langsäuliger Form, entbehrt jedoch stets gut entwickelter Flächen. Von grösseren Hornblende-Einsprenglingen sind noch bleiche Reste, sowie deren Zersetzungsproducte, Epidot und Aktinolith, zu verfolgen. — Grössere Feldspathe scheinen zu fehlen. — Auf Bruchlinien hat sich Calcit gebildet.

Die porphyrischen Quarze sind randlich etwas angeschmolzen und von radialgestellten Augitnadeln kranzartig umhüllt.

Von Foullon wurde dieses Gestein nicht untersucht.

Gestein No. 21 von der Strasse Kiens-Sonnenburg.

Dieses Gestein entspricht dem Gange Kaltenhaus-Lothen No. 2 Foullon's. Dasselbe besitzt eine mehr dunkelgraugrüne Farbe und körnige Grundmasse mit nur vereinzelten porphyrischen Quarzen. In der Grundmasse treten dunkelgrüne Hornblendesäulchen und wenige schlechtgeformte Feldspathleisten hervor.

Mikroskopisch sind alle Feldspathe gleichmässig entwickelt und gehören nur einer Generation an. Sie bilden lange, oft wiederholt verzwillingte Leisten, sind reichlich querbrüchig und theilweise verändert.

Die Hornblende zeigt Neigung zu vollkommener Ausbildung. Ihre Individuen wurden jedoch oft durch die Feldspathe in der Entwickelung gehindert. Neben tafeligen Formen kommen zahlreiche verzwillingte Leisten mit aktinolithischem Gepräge zur Ausscheidung. Die grösseren Tafeln schliessen gelegentlich Kryställchen von Feldspath oder Augit ein.

Augit tritt gegen Hornblende auffällig stark zurück. Ringsausgebildete Krystalle sind auch hier selten; gewöhnlich findet er sich mit Hornblende verwachsen oder in Körneraggregaten zwischen den Feldspathen vertheilt.

Der Magnetitgehalt ist gering.

Der spärliche Quarz schiebt sich zwischen die Feldspathe und Hornblenden verkittend ein.

Gestein No. 22 gegenüber Ehrenburg.

Der Gang, dem dieses Gestein entnommen, ist der westlichste, mächtigste und entspricht No. 1 von Foullon. In der graugrünen Grundmasse erkennt man Hornblendenädelchen und einzelne, grössere Quarze.

Mikroskopisch nehmen die Feldspathe geringere Dimensionen an als in No. 21; sie sind gleichfalls nur in einer Generation entwickelt.

Die breiteren Hornblenden verlieren sich, die strahlsteinartige wird anscheinend die herrschende. Ihre Nadeln sind allenthalben verzwillingt. — Makroskopisch beobachtete hellgrüne Ge-

bilde verrathen sich als grosse Hornblendekrystalle, die sich nach Art der Hornblende in den Vintliten zu Aggregaten gelblicher Epidotkörnchen und zarter Aktinolithnadeln umgewandelt haben. Helle Flecken gebleichter Hornblendesubstanz umgeben noch die Epidotherde.

Der Augit tritt unter gleichen Verhältnissen wie in No. 21, nur etwas reichlicher, auf.

Der Gehalt an Magnetit und Pyrit ist gering.

Die Ausbildung der Feldspathe, die Gestaltung der Hornblende und die mehr körnige Structur dieser beiden Vorkommen erinnert lebhaft an das Gestein No. 14 beim grossen Steinbruch von Stegen.

Es stimmen sohin auch die Teller-Foullon'schen Gesteine mit den unseren überein.

II. Die porphyritischen Gemengtheile.

Im Folgenden wird eine Charakteristik der Natur und Bedeutung der Mineralien, die sich an dem Aufbau der vorhin beschriebenen Gesteine betheiligen, gegeben, wie sich dieselbe aus der Zusammenfassung aller Einzelbetrachtungen entwickelt.

Nächst den ursprünglich zur Ausscheidung gelangten Bestandtheilen kommt den secundär gebildeten insofern eine nicht zu unterschätzende Bedeutung zu, als diese letzteren häufig und regelmässig die ursprünglichen Mineralien theilweise oder vollständig verdrängen, so dass wir oft vollkommene Pseudomorphosen vor uns haben. Weiterhin sind die Gesteinselemente je nach ihrer Häufigkeit oder Seltenheit, sowie nach dem Umstande, ob sie wesentlich oder zufällig erscheinen, zu classificiren. Schliesslich kommen auch ihre Entstehungsfolge, ihre chemische Verwandtschaft und ihre Farbe in Betracht.

Primären Ursprungs sind Plagioklas, Quarz, Biotit, rhombischer Pyroxen, Augit, Hornblende, Orthit, Epidot, Granat, Zirkon, Apatit, Magnetit, Ilmenit und Pyrit; secundären Ursprungs dagegen Calcit, Muscovit, Chlorit, Epidot, Titanit, Rutil und Göthit.

Als gewöhnlichste Gemegtheile wurden Feldspath, Quarz, chloritisirter Biotit und rhombischer Pyroxen, Hornblende, Augit, Calcit, Muscovit, Epidot, Apatit, titanitisirter Magnetit; als seltene Orthit, Granat, Zirkon, Rutil, Ilmenit und Pyrit beobachtet.

Wesentliche Bestandtheile sind Feldspath, Quarz, chloritisirter Biotit und rhombischer Pyroxen, Hornblende, Augit und titanitisirter Magnetit; accessorische hingegen Apatit, Granat, Orthit, Zirkon, Ilmenit, Pyrit, Calcit, Muscovit, Epidot und Rutil.

Nach der aus der Gestaltung und Verwachsung resultirenden Altersfolge hat man etwa die Reihe Apatit, Zirkon, Magnetit,

Ilmenit, Granat, Orthit, Augit, Hornblende, Plagioklas, rhombische Pyoxene, Biotit, Quarz, dann die secundären Umwandlungsproducte.

Feldspathe.

Die quantitativ bedeutendsten, constantesten und wichtigsten Gemengtheile aller dieser Gesteine sind die Plagioklase.

Nicht immer scheiden sich die Feldspathe in zwei typische Generationen, sondern oft finden Uebergänge statt oder es erscheint nur eine Generation.

Die Plagioklase der Grundmasse besitzen die Form bald kürzerer, bald längerer Leisten. In manchen Gesteinen sind sie mehr breit, kurzsäulig und rectangulär und nicht immer verzwillingt, so im Gestein No. 16. Aehnliche Ausbildungen beschreibt Dölter[1]) in seinem „Palaeoandesit“ von Lienz und hält dieselben für Orthoklas, welcher Ansicht Foullon mit Recht entgegentritt[2]).

Die Individuen der Einsprenglingsgeneration sind tafelig, säulig oder mehr weniger leistenförmig mit rectangulärem, rhomboidischem oder giebeligem Abschluss.

Die Spaltbarkeit ist selten wahrnehmbar; unregelmässige Rissbildung und Quergliederung kommt öfter zum Vorschein. Polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz ist Regel. Als Seltenheit kommt gleichzeitig Polysynthese nach dem Periklingesetz zur Ausbildung, wie in No. 11 und 16. Nicht selten zeigen die Feldspathe schaliges Gefüge. Die Zahl und Dicke der Schalen wechselt. Die einzelnen Schalen löschen abweichend aus.

Die Einsprenglingsfeldspathe zeigen gewöhnlich Veränderung. Manche Krystalle sind vollständig davon ergriffen, andere wieder in geringerem Grade; auch in den einzelnen Lamellen macht sich die Umwandlung verschieden stark geltend. Aus der chemischen Verschiedenheit erklärt sich auch die ungleiche Zersetzung der Schalen in ein und demselben Krystall. Gewöhnlich beginnt sie im Centrum, überspringt dann oft eine Schale, so dass veränderte und frische Partien abwechseln. In Folge der Veränderung bilden sich meist milchig trübe, körnige Haufwerke, die, bei gröberem Korn, im polarisirten Lichte oft lebhafte Farbentöne zeigen. Diese Aggregate bestehen gewöhnlich aus regellosem Gemenge von Epidot, Muscovit, Calcit und kaolinartigen Gebilden. In manchen Feldspathen kommt es vorherrschend zur Bildung von Epidot, in anderen von Muscovit oder Calcit. In der Regel ist eine dieser Umwandlungen auch in ein und demselben Gestein

---

[1]) Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mittheil., 1874, p. 89.
[2]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 754.

die vorherrschende, so z. B. die Epidotisirung der Feldspathe in No. 13, die Verglimmerung in No. 6 und 7, die Calcitisirung in No. 8. Die stark lichtbrechenden Körner von Epidot häufen sich in mancher Lamelle so reichlich an, dass sie dieselbe ganz ausfüllen; oft ordnen sie sich dann nach den Lamellenzügen und zeigen eine Art einheitlicher Gesammtauslöschung, indem sie parallel ihrer b-Axe sich anreihen; dasselbe ist auch in verglimmerten Feldspathen der Fall. Der Calcit füllt meist einheitlich die Krystallräume aus.

Quarz.

Der Quarz gleicht in seiner Ausbildung den Granit- und Dioritquarzen. Es fehlt ihm meist eine selbständige Begrenzung, zumal in der Grundmassegeneration, wo er sich als die jüngste Ausscheidung erweist. Bei der allgemein feinkörnigen Structur der Gänge tritt der Quarz nur selten makroskopisch hervor. Unter dem Mikroskop erscheint er in abgerundeten oder unregelmässig vieleckigen, mosaikartigen Partien, die sich wie ein Kitt zwischen die übrigen Gemengtheile einschieben. Der Quarz hebt sich durch seine Klarheit und Frische leicht von den meist veränderten Feldspathen ab. Stets bildet er einen mehr weniger hervortretenden Bestandtheil der Grundmasse, ist als Einsprengling nicht häufig, randlich angeschmolzen und von Augit- oder Hornblendekränzen umgeben, wie auch FOULLON beobachtete, der ihn für einen fremden Einschluss hält[1]).

Der Quarzgehalt ist in den untersuchten Gängen ein sehr variabler; ganz fehlt er nirgends. Häufig begleitet der Quarz die mehr kurzleistigen bis körnigen Feldspathe, weniger gesellt er sich den langleistigen zu. Eine weitere Erscheinung in diesen Gesteinen ist die, dass mit der Zunahme des Glimmers auch der Gehalt an Quarz steigt, mit dem Eintreten und der Zunahme der Hornblende und des Augits hingegen abnimmt.

Biotit.

Der Biotit tritt in vielen dieser Gesteine als wesentlicher Gemengtheil auf. Basische Schnitte erscheinen als sechsseitige Tafeln, die, obwohl meist etwas verzerrt, den charakteristischen Prismenwinkel von 120^0 beibehalten. Häufig bildet der Biotit rundliche bis lappige Blätter und Fetzen, die in ihren Dimensionen bis zu feinen Mikrolithen herabsinken können. Querschnitte sind breit- bis dünnleistig, je nach der Dicke der Tafeln. Die basische Spaltbarkeit äussert sich in der feinfaserigen Structur. Diese

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, XXXVI, p. 768, 770, 774.

Querschnitte sind stark pleochroitisch. Die Absorption erfolgt parallel den Spaltrissen.

Sehr gewöhnlich ist beim Glimmer Veränderung. Hierbei geht die gelbbraune Farbe in eine gelb- bis graugrüne über. Dichroismus, Absorption und Doppelbrechung nehmen mit fortschreitender Veränderung immer mehr ab. Das Endproduct der Umwandlung ist hauptsächlich Chlorit. Die zersetzten und gebleichten Biotite enthalten auch zahlreiche Linsen von Calcit und namentlich von Titanit. Diese Linsen lagern sich zwischen den Blättergängen ein und verleihen dem Biotit in Querschnitten die sogenannte Holzstructur [1]. Auch Einlagerungen von wahrscheinlich secundären Rutilnadeln wurden beobachtet. Letztere gruppiren sich gewöhnlich sagenitisch. Belege hierfür bietet besonders Schliff No. 9.

In paralleler Verwachsung legen sich Biotitblätter an Flächen aus der Prismenzone von rhombischen Pyroxenen, Augit und Hornblende. Als primäre Einschlüsse führt der Biotit vorwiegend Erze und Apatit.

Rhombische Pyroxene.

Die rhombischen Pyroxene übernehmen in vielen dieser Gesteine eine wichtige Rolle und gehören zu den interessantesten Bestandtheilen. Sie treten in beiden Generationen auf. Als Gemengtheile der Grundmasse sind sie stets in unregelmässigen Fetzen ausgeschieden, als Einsprenglinge bilden sie meist säulige Krystalle mit annähernd quadratischer oder länglicher Schnittform. Ringsum wohlausgebildete Individuen sind auffälliger Weise nicht häufig. Solche Krystalle erscheinen im Querschnitt (z. B. Schliff No. 1) als Rechtecke mit abgestumpften Ecken, entsprechend der Combination $\infty P \bar{\infty}$ (100) · $\infty P \breve{\infty}$ (010) mit ∞P (110), welches Winkel von ca. 92^{0} und 88^{0} aufweist. Obwohl vollständig umgewandelt, zeigen diese Schnitte neben feiner Aggregatpolarisation einheitliche Gesammtauslöschung parallel den Seiten des Quadrates. Die Längsschnitte erscheinen als Säulchen von mässiger Länge, die an den Enden rechtwinklig oder giebelig abschliessen. An vielen Krystallen geht der Giebel in eine bogige Abstumpfung über. Die Auslöschung erfolgt ausnahmslos nach der Säulenaxe. Der Giebelwinkel misst annähernd 120^{0} und würde bei ungefähr makropinakoidaler Schnittlage dem Polkantenwinkel der Pyramide $i = 2P\bar{2}$ (211), auf Schnitten nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) dem Polkantenwinkel der Pyramide $e = P\bar{2}$ (212) entsprechen. Ferner zeigen die Längsschnitte reichliche Quergliederung, die

[1] TSCHERMAK's Mineralog. u. petrograph. Mittheil., 1892, XIII, p. 4.

jedoch oft erst im polarisirten Lichte hervortritt, und erscheinen nach der c-Axe sehr fein gefasert.

Die ursprüngliche Pyroxensubstanz ist jedoch nirgends mehr erhalten. Die Umwandlungsproducte sind hier etwas ungewöhnliche. Rosenbusch[1]), Zirkel[2]), Tschermak[3]), Hintze[4]) u. A. erwähnen nur Umwandlungen in Bastit und Steatit, Hintze spricht auch von Umwandlung durch Bastit in Serpentin. Die Serpentinisirung rhombischer Pyroxene wird übrigens oft erwähnt, so besonders von Drasche[5]). In den von mir untersuchten Pusterthaler Vorkommen finden sich für keine dieser Umwandlungsformen charakteristische Beispiele. Spuren vorausgegangener Bastitisirung sind nicht selten. Die eigenartige zarte Faserbildung, die sich oft, abgesehen von der Längsfaserung, nach Art feiner Bänderung längs der Bruchlinien verfolgen lässt, und welche auch die früher erwähnte Aggregatpolarisation bewirkt, erinnert einigermaassen an Serpentinbildung, ebenso die hellgrüne Farbe. Indessen weisen schon die geringe Härte, die schwache einfache und doppelte Lichtbrechung, sowie der Pleochroismus entschieden auf Chlorit hin. Talkbildung hingegen ist ganz ausgeschlossen, da der Talk farblos ist und lebhafte Polarisationsfarben besitzt. Diese Chloritisirung ist übrigens naturgemäss, wenn man bedenkt, dass auch schon Augit und Hornblende ihr unterliegen, die rhombischen Pyroxene aber vermöge ihres Magnesia-Eisengehaltes mit Ausschluss des Kalkes sich noch mehr dafür eignen.

Eine gemischte Umwandlung in Talk und etwas Chlorit hat Wolff im Phaestin von Kupferberg im Fichtelgebirge erkannt[6]). Nach Tschermak verwandelt sich auch Bronzit von Kraubath in Steiermark in Talk und etwas Klinochlor. Den Waldheimer Bronzit fand Knop in ein chloritartiges, wasserhaltiges Aluminium-Magnesium-Eisensilicat umgewandelt[7]). Horn beobachtete in der Nähe des bastitisirten Hypersthens der noritischen Gesteine von Ivrea in Ober-Italien, „oft ein chloritisches Mineral, das z. Th. dem Hypersthen entstammen dürfte“[8]). Gelegentlich von Gesteinsbeschreibungen erwähnt wohl auch Rosenbusch unsichere und gemischte Chloritisirung rhombischer Pyroxene[9]), ebenso Zirkel[10]).

---

[1]) Mikroskop. Physiogr., 3. Aufl., I, p. 459.
[2]) Lehrbuch der Petrogr., 2. Aufl., I, p. 270.
[3]) Mineralogie, 5. Aufl., p. 454.
[4]) Handbuch der Mineralogie, II, p. 976.
[5]) Tschermak's Mineralog. Mittheil., 1871, p. 3.
[6]) Abhandl. k. Acad. Wien. Math.-natur. Cl., LIII, p. 524.
[7]) Blum, Pseudomorphosen, 3. Nachtrag, p. 166.
[8]) Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mittheil., XVII, 1897, p. 400.
[9]) Mikroskop. Physiogr., 3. Aufl., II, p. 948, 950.
[10]) Lehrbuch der Petrogr., 2. Aufl., II, p. 800.

Eigentliche und allgemeine Chloritisirung ist aber an den rhombischen Pyroxenen bisher noch nicht nachgewiesen.

In den stark veränderten Gesteinen enthalten die rhombischen Pyroxene überdies reichlich Calcit, wobei man an eine Einwanderung des Calciums aus den Feldspathen denken muss.

In Folge der Chloritisirung verlieren nun die rhombischen Pyroxene die ursprünglich starke Lichtbrechung, sowie ihre anderweitigen charakteristischen Eigenthümlichkeiten, und gerade dadurch wird ihre Erkennung sehr schwierig. Für die oft nicht leichte Unterscheidung dieser chloritisirten rhombischen Pyroxene von chloritisirtem Biotit seien folgende Merkmale hervorgehoben:

1. Die Einsprenglinge der Pyroxene entbehren makroskopisch des spiegelnden Glanzes, den der Biotit auch im chloritisirten Zustande stets beibehält, was besonders in Gesteinen, die beide Gemengtheile führen, deutlich hervortritt.

2. Pyroxen und Biotit unterscheiden sich ferner in der Krystallform. Die Querschnitte der rhombischen Pyroxene sind annähernd regelmässige Oktogone, die Längsschnitte länglich sechsseitig mit giebeligem bis gerundetem Abschluss. Die Glimmer stellen in basalen Schnitten regelmässige Hexagone, in Querschnitten rechteckige, terminal ausgefranzte Leisten dar.

3. Die rhombischen Pyroxene zeigen im Längsschnitt mehr absätzige, durch Querrisse unterbrochene Faserstructur, die Biotite einheitliche und deutlich hervortretende Streifung, welche der basalen Spaltbarkeit entspricht.

4. Die Glimmer machen immer mehr den Eindruck des Blättrigdünnen, die Pyroxene dagegen des Dicksäuligen.

5. Die Auslöschung ist beim Glimmer, auch wenn er sich verändert hat, in der Regel eine einheitliche wegen des Parallelismus des Chlorits mit dem Biotit, bei den rhombischen Pyroxenen hingegen ist die Auslöschung besonders in Querschnitten mit einer Art Aggregatpolarisation verbunden, weil sich zahlreiche Chloritblättchen regellos angesiedelt haben.

6. Die Umwandlungsproducte, die aus den rhombischen Pyroxenen entstehen, sind hellgrün und schwach pleochroitisch; die chloritisirten Glimmer dagegen zeigen eine sattgrüne Farbe mit merklichem Pleochroismus.

7. Auch die Polarisationsfarben weichen etwas ab. Beim chloritisirten Biotit sind sie intensiv blau, bei den chloritisirten Pyroxenen gelbgrün, grau, was auf verschiedene Chlorite deutet.

Am kenntlichsten treten alle diese Unterscheidungsmerkmale an Verwachsungen von Glimmer und Pyroxenen zu Tage.

Aehnliche Zersetzungserscheinungen habe ich auch an den Pyroxenen anderer Vorkommen beobachtet. Behufs der Ver-

gleichung wurde eine grössere Anzahl Dünnschliffe rhombischen Pyroxen führender Gesteine durchgesehen. Ein Contactstück von Norit und Schiefer, hinter Säben geschlagen, enthält rhombische Pyroxene, die im gewöhnlichen wie polarisirten Lichte an jene in den Pusterthaler Gesteinen erinnern. Ein zweites Belegstück aus der Umgebung von Albeins unterhalb Brixen ist ein typischer Noritporphyrit, dessen rhombische Pyroxene ähnliche Umwandlungserscheinungen, auch reichliche Calcitisirung, zeigen. Am meisten gleichen die Pyroxene der Noritporphyrite von Törkele und Steg im Eisakthale, sowohl was die krystallographische Ausbildung als die Umwandlungsproducte anbelangt, den hier beschriebenen. Ganz besonders trifft dies im Gesteine von Steg zu. Schliesslich sei noch auf eine von John[1]) in den Klausener Noriten beobachtete Erscheinung verwiesen: „Bei weiterer Zersetzung der rhombischen Pyroxene bilden sich graugrüne oder braune faserige Zersetzungsproducte, die keine genauere optische Prüfung erlauben.“ Wahrscheinlich ist dies auch auf eine Chloritisirung der rhombischen Pyroxene zu beziehen.

Foullon hat diese rhombischen Pyroxene übersehen oder mit chloritisirtem Biotit verwechselt. Rosenbusch schreibt zwar, dass „wohl auch Bronzit gelegentlich auftrete“[2]), doch betrifft dies nach den Aufklärungen in der vorangehenden Abhandlung wohl nur Gesteine von der Klausener Gegend.

Augit.

Der Augit ist ein seltenerer Gemengtheil als der Biotit und die rhombischen Pyroxene. Er gelangt sowohl als Einsprengling als auch in der Grundmasse zur Ausscheidung. In den rein porphyrischen Gesteinen No. 6 und 7 tritt er zwar als ringsum scharf begrenzter Einsprengling, nicht aber in der Grundmasse auf. Die übrigen Augit führenden Gänge besitzen alle eine mehr körnige Structur, denn alle Gemengtheile sind ziemlich gleichmässig entwickelt; es tritt daher auch der Augit nicht besonders hervor. Die Längsschnitte der Einsprenglinge sind länglich sechsseitig, auch beobachtete ich Individuen, die an dem einen Pole sehr spitz zuliefen, während das andere Ende mit scharfer Querfläche abschloss, so dass eine Art Akmithabitus vorliegt. Verzwillingung erfolgt nach $\infty P \bar{\infty}$ (100). Die Augitquerschnitte sehen jenen der rhombischen Pyroxene sehr ähnlich.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Augite sind nirgends mehr frisch. Als Umwandlungsproducte bilden sich Calcit und etwas

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 643.
[2]) Mikroskop. Physiogr. d. mass. Gest., 3. Aufl., 1896, p. 448.

Chlorit. Da letzterer meist auswandert, begegnen wir allenthalben förmlichen Pseudomorphosen von Calcit nach Augit. Im Innern der Krystalle bleibt gelegentlich ein frischer Kern erhalten, der sich durch Spaltrisse nach dem Grundprisma, durch lebhafte Polarisationsfarben oder grosse Auslöschungsschiefe (ca. 45 ^{0}) als Augit documentirt.

Rhombische und monokline Pyroxene wurden in keinem der Schliffe gleichzeitig beobachtet, sie scheinen sich also in diesen Gesteinen auszuschliessen.

Hornblende.

Als wesentlicher Gemengtheil in einer Gruppe unserer Ganggesteine erscheint die Hornblende. Sie tritt sowohl als Einsprengling, als auch in der Grundmasse auf, seltener kommt sie in der Grundmasse allein vor. Die terminale Begrenzung der Säulen und Nadeln ist selten eine gute; wo sie vorhanden ist, erscheint sie als giebelförmiger Abschluss; die schwankenden Werthe der Giebelwinkel gestatten keine genauere Bestimmung der Flächen. Manchmal zeigen die Krystallschnitte die Gestalt von Rhomboiden mit spitzem Winkel von annähernd 75 ^{0}; in diesem Falle wird der Abschluss von der Basis oder + P ($\bar{1}11$) gebildet. In der Prismenzone sind die Krystalle, wie Querschnitte darthun, viel besser entwickelt. Das Grundprisma ist allenthalben und zwar am stärksten von allen Formen ausgebildet. Damit combinirt sich meist das Klino-, seltener das Orthopinakoid, oder beide gleichzeitig, schwächer entwickelt. Die Querschnitte zeigen das reiche Spaltennetz nach ∞P (110) mit dem charakteristischen Winkel von 124 ^{0}. Am besten individualisirt erscheint die Hornblende in den porphyrischen Ausbildungen. In der Grundmasse ist sie wohl meist mangelhaft entwickelt. Sie zeigt unfertige Krystalle und Nadeln, die bis zu haarfeinen Mikrolithen herabsinken können. In den Proben No. 6 und 7b erreichen sie oft diese Feinheit, ähnlich wie in GÜMBEL's Nadeldioriten oder im Ortlerit und Rodaer Gestein.

Die Farbe der Hornblende ist ein Gelbbraun bis Gelbgrün mit einem Stiche in's Oelgrün, sie erreicht nie das satte Braun der basaltischen Hornblende. Der Pleochroismus ist mässig, die chromatische Polarisation jedoch um so lebhafter. Die Auslöschung erfolgt durchschnittlich unter 17—24 ^{0}. In manchen Gesteinen zeigt die Hornblende einen Wechsel der Farbe, so in No. 13 und 14. Die herrschende Hornblende ist die gelbbraune bis gelbgrüne. Die giftgrüne Varietät tritt fast nie selbständig auf. In Form spiessiger Fortsätze und Zacken sitzt sie terminal der braunen Varietät auf oder verwächst mit derselben parallel

der c-Axe als schmale Leiste nach Art einer Randzone, die oft nur einseitig ist. Die Abgrenzung beider Hornblenden gegen einander ist gewöhnlich sehr scharf, doch setzen die Spalt- und Querrisse meist unvermittelt von der braunen in die grüne über. Im polarisirten Lichte zeigen beide ungleich lebhafte Farben. Die Auslöschungsschiefen weichen jedoch nur um ein Geringes ab, indem bei der braunen Varietät die Dunkelheit um 1—2° früher eintritt.

So oft in diesen Gesteinen Hornblende neben Augit auftritt, ist erstere gewöhnlich als Einsprengling schlechter geformt. Verwachsungen beider nach der c-Axe sind nicht gar selten, häufiger sind unregelmässige gegenseitige Ueberwachsungen. Die Hornblende ist hier sicher primär und nicht aus dem Augit hervorgegangen. Dafür sprechen die Frische des Augites und die selbständige krystallographische Begrenzung der Hornblende. Diese umschliesst öfters Augitkryställchen, Plagioklase und ganz besonders häufig Erzpartikel, seltener Apatit, Sphen, Orthit oder Zirkon.

Die Umwandlung der Hornblende beginnt mit allmählichem Scheckigwerden und Erblassen derselben, mit der Abnahme des Pleochroismus und der einheitlichen Polarisation. Ein nicht seltenes Umwandlungsproduct ist Chlorit, dessen Blättchen bald parallel der ursprünglichen Spaltbarkeit, bald mehr fächerförmig oder regellos verworren sich gruppiren. Eine sehr häufige, die Chloritbildung begleitende Umwandlung ist die Epidotisirung der Hornblende. In ihren Krystallen kommt es oft zur Ausscheidung grosser einheitlicher Epidotkörner oder umfangreicher, lappiger Aggregatbildungen, zwischen denen sich gelegentlich noch frischere Hornblendereste befinden. Im polarisirten Lichte offenbart sich die Zusammengehörigkeit der Epidote in der vollständigen oder doch partienweisen einheitlichen Auslöschung. Angesichts dieser Thatsache könnte man mit Foullon[1]) an primäre Epidoteinschlüsse denken. Ich habe nun sämmtliche Hornblende führenden Schliffe dieser Serie daraufhin geprüft, konnte jedoch nirgends einen triftigen Beleg für Foullon's Annahme finden. Hauptsächlich kommt hier das Gestein No. 13 in Betracht. Dasselbe enthält neben frischen Hornblendekrystallen von brauner Farbe zahlreiche gebleichte und in Veränderung begriffene Individuen. Letztere sind reich an Epidot, während in ersteren nicht eine Spur davon zu finden ist.

Endlich sei noch auf eine eigenartige Epidotisirung der Hornblende, wie solche auch in den Vintliten vorkommt, hinge-

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 759 f.

wiesen. Die Hornblende verliert allmählich die braune Farbe, wird fleckig und schliesslich blass. Der Pleochroismus nimmt ab, die ursprünglich deutlichen Spaltrisse und Ränder werden mit fortschreitender Veränderung verschwommener, bis sie schliesslich gänzlich verwischt sind. Unter dem Mikroskop erscheinen die von der Umwandlung betroffenen Partien als eine schmutzig gelbgrüne Masse, oft noch umgeben von Resten frischer Hornblendesubstanz oder einem Chlorithof. In der Regel zerklüftet sich diese trübe Masse und löst sich in unregelmässige, dunkel umrandete Partien auf. Pleochroismus und einheitliche Polarisation fehlen, doch kommt eine Art Gesammtauslöschung, wenn auch nur schwach und undeutlich, zum Ausdruck. Mitunter erscheinen grössere Körnchen, die sich leicht als Epidot documentiren, den übrigen winzigen Gebilden beigemengt, welche bei starker Vergrösserung ebenfalls als Epidot erkannt wurden. Zwischen den Epidotkörnchen liegen verworren eingestreut farblose, grünlich angehauchte, zarte Nadeln mit einer Auslöschungsschiefe von ca. 15^0. Dieselben sind feine Aktinolithe, die sich gleichzeitig mit Epidot aus der Hornblende herausgebildet haben. Durch die regellose Vermengung beider Producte kommt schliesslich ein feines, an Nephrit erinnerndes Filzwerk zu Stande. Diese Aktinolithisirung haben in neuester Zeit auch Duparc und Boerlage beobachtet. [1])

Granat.

Der Granat ist ein seltener, aber doch charakteristischer Gemengtheil (Gestein No. 15). Seine Gestaltung ist eine ausgezeichnete mit vorherrschendem 2O2 (211) und kleinerem ∞O (110). Unter dem Mikroskope zeigt er starke Lichtbrechung, wellige Bruchflächen und vollkommene Isotropie. Seine Individuen erscheinen durchgehends frisch.

Epidot.

Epidot erscheint in fast allen Gesteinen; seine Genesis ist jedoch nicht immer dieselbe. Als primäre Bildung kann er wohl nirgends sicher nachgewiesen werden, ausser in der Begleitung des Orthits.

Von Krystallflächen lässt sich mit Ausnahme des Orthopinakoids und der Basis kaum eine andere feststellen, da die terminale Begrenzung gewöhnlich eine unregelmässige ist.

Die quergegliederten, stark lichtbrechenden Epidotnadeln sind farblos, manchmal mit einem Anflug von Gelbgrün. Dichroismus

[1]) Archives d. Sciences phys. et nat., 1897, IV, p. 12 u. 26.

kommt nur an den gelbgrün gefärbten Individuen zum Vorschein, nach b sind sie fast farblos, senkrecht dazu oft schön weinbis citronengelb angehaucht. Die chromatische Polarisation ist eine lebhafte.

Mitunter findet sich farbloser Zoisit beigemengt, der weniger lebhafte Polarisationsfarben zeigt.

Als Zersetzungsproducte gehen Epidot und Zoisit besonders aus zwei Gemengtheilen hervor, nämlich aus Plagioklas und Hornblende, worüber früher berichtet wurde. Epidot wandert häufig aus den Mineralien, denen er seine Entstehung verdankt, aus und setzt sich mit Vorliebe zwischen Quarzkörnern in Form feiner, fächerig oder kugelig gruppirter Nadeln fest.

Orthit.

Merkwürdig ist in den Pusterthaler Ganggesteinen das Auftreten des Orthits. Foullon erwähnt dieses interessante Mineral nicht, auch Rosenbusch und Zirkel haben es nicht gefunden. Ich hatte wiederholt Gelegenheit dasselbe zu beobachten. Der Orthit bildet Säulchen oder Körner, die meist frei in der Grundmasse liegen, seltener in anderen Gemengtheilen als Einschlüsse auftreten. Von den Krystallformen, der braunen Farbe, der starken Lichtbrechung und dem intensiven Pleochroismus dieses Minerals war bei No. 8 die Rede.

Die braunen Kryställchen des Orthits sind gewöhnlich von einem hellgrünen Epidotsaum umgeben. Der wiederholt beobachtete Ansatz des Epidots auf dem Orthit längs der b-Axe, ebenso die Selbständigkeit des Epidots bezüglich Verwachsung und Gestaltung sprechen viel mehr für eine primäre isomorphe Ueberwachsung, wie sie auch Becke darstellt[1], als für eine secundäre Umwandlung von Orthit in Epidot, welche Rosenbusch annimmt[2]. Gelegentlich schmiegen sich auch Epidotkryställchen innig und doch wieder scharf geschieden in paralleler Stellung an den Orthit.

Gegen Verwechselungen des Orthits mit anderen stark pleochroitischen Mineralien seien einige Kennzeichen hiermit erwähnt: 1. Von brauner Hornblende unterscheidet sich Orthit durch die schwächere Doppelbrechung und den Mangel ausgezeichneter Spaltbarkeit. 2. Bei Orthit fallen die Richtungen sowohl der stärksten Absorption als der Auslöschung, bei Hornblende zwar auch die Richtung der stärksten Absorption, nicht aber der Auslöschung mit der Säulenaxe zusammen. 3. Von Biotit kommen

[1]) Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mittheil., 1893, XIII, p. 405 u. 420.

[2]) Mikroskop. Physiogr. der massig. Gest., 1896, p. 228.

hier nur Leistenschnitte in Betracht. Die Orientirung der Absorption stimmt überein, indessen helfen der Mangel scharfer Umrandung, sowie die deutliche basische Spaltbarkeit des Biotits über alle Zweifel hinweg. 4. Mit Turmalin wird man den Orthit wohl kaum verwechseln, da ersterer die stärkste Absorption senkrecht zur Säulenaxe zeigt.

Apatit.

Dieses Mineral, das in allen Gesteinen beobachtet wurde, bildet entweder lange, oft haarfeine, quergegliederte Nadeln oder kurze Kryställchen, die meistens dicker sind als die Nadeln und deutliche Umgrenzung erkennen lassen. Die gewöhnlichste Krystallform ist das Prisma mit der Basis. Combinationen $\infty P(10\bar{1}0) \cdot P(10\bar{1}1)$ sind etwas seltener. Die Krystalle sind wasserhell und dunkel berandet. Schnitte nach der Basis sind isotrop. Längs der Hauptaxe zeigen sie blaugraue Polarisationsfarben und gerade Auslöschung.

Die Apatite durchsetzen entweder frei das Gestein oder erscheinen als häufige Einschlüsse in anderen Gemengtheilen, mit Vorliebe im Quarz, Magnetit und Ilmenit. Der Apatit erhält sich stets frisch. Dass er zu den Erstlingsausscheidungen gehört, beweist seine gute Entwickelung und die Thatsache, dass er allenthalben als Einschluss in den anderen Gemengtheilen auftritt.

Magnetit.

Sämmtliche Gesteine führen Magnetit in grösserer oder geringerer Menge als wesentlichen und erstgebildeten Gemengtheil. Er erscheint in oktaëdrischen Kryställchen von wechselnden Dimensionen, weniger häufig sind mehr rundliche Formen.

Der Magnetit ist opak und zeigt im reflectirten Lichte auf den rauhen Schliffflächen dunklen Metallglanz mit violettgrauem Schiller.

Häufig bildet der Magnetit Pseudomorphosen von anderen Substanzen. Titanfreie Krystalle gehen zuerst randlich, schliesslich ganz in schmutzigbraunen Limonit über. Diese Art der Veränderung ist die viel seltenere. Da der Magnetit dieser Gesteine fast durchwegs reichen Titangehalt aufweist, so ist am häufigsten und am weitesten verbreitet die Umwandlung in eine gekörnelte bis kurzfaserige, im durchfallenden Lichte blassgelbe, im reflectirten weissgraue Masse von „Leukoxen“ oder Titanit. Manche, wie zuerst Gümbel[1]) und Cohen[2]), dann in letzter Zeit wieder

[1]) Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges, 1874, p. 22, 29.

[2]) N. Jahrb. f. Min., 1882, p. 194 u. 1883, p. 212.

Bergeat[1]), nehmen eine ursprüngliche Verwachsung an, die übrigens nie ganz bezweifelt wurde. Indessen ist die Verallgemeinerung einer solchen Annahme, wie sie Bergeat behauptet, entschieden unrichtig, wovon, ausser den vielen Beobachtungen Anderer, besonders auch unsere Präparate überzeugen. Hier liegt eine wirkliche Neubildung aus titanreichem Magnetit vor, wie solche von Cathrein nachgewiesen worden ist[2]). Die Thatsächlichkeit der successiven Umwandlung lässt sich hier an manchen Krystallen ausgezeichnet verfolgen. Die Pseudomorphosen zeigen dieselbe Begrenzung, wie die frischen Magnetite, also quadratische oder rhombische Formen, in so scharfer Entwickelung, wie sie bei Umwachsung nicht wohl möglich wäre. Diese scharfbegrenzten Pseudomorphosen bergen oft frische Magnetitkerne, welche abgerundete Umrisse zeigen. Es tritt dann häufig vollständige Verdrängung jedes Magnetitkernes ein, und sieht man oft vollkommene Pseudomorphosen von Leukoxen nach Magnetit, dies ist besonders bedeutsam für die Annahme einer Umwandlung.

Ilmenit.

Ilmenit ist in vielen dieser Gesteine ein, wenn auch nicht häufiger Begleiter des Magnetits. Hexagonale oder trigonale Tafeln wurden höchst selten, wohl aber verschieden breite Leisten wiederholt beobachtet. Bei seiner Umwandlung geht er gleich dem titanhaltigen Magnetit in eine radiär oder auch unregelmässig zur Zersetzungsfläche gruppirte, grauweisse Leukoxen- oder Titanitmasse über.

Pyrit.

Pyrit gelangt als Gemengtheil von untergeordneter Bedeutung neben Magnetit und Ilmenit nicht selten zur Ausscheidung. Er bildet in der Regel Würfel und Pentagondodekaëder oder auch grosse Körner, ist opak und zeigt im auffallenden Lichte lebhaft speisgelben Metallglanz. In Folge leicht eintretender Zersetzung geht er zuerst randlich, später vollständig in gelbbraunen Limonit und Göthit, seltener in kirschrothen Haematit über. Gelegentlich verwächst der Pyrit mit Magnetit und Ilmenit und erscheint theils in der Grundmasse frei ausgeschieden, theils als Einschluss in anderen, besonders farbigen Gemengtheilen.

Unter den geschilderten Eigenschaften der Gesteinselemente ist ganz besonders ihre Veränderlichkeit auffällig; es sollen

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1895, I, p. 232.
[2]) Zeitschr. f. Krystallogr., VIII, p. 321.

daher zum Schlusse noch die verschiedenen Umwandlungen übersichtlich zusammengestellt werden:

1. Chloritisirung bei Biotit, rhombischem Pyroxen, auch bei Hornblende.
2. Calcitisirung bei Feldspath, Augit und rhombischem Pyroxen.
3. Epidotisirung bei Feldspath und Hornblende.
4. Titanitisirung bei Magnetit, Ilmenit, z. Th. auch bei Biotit.
5. Verglimmerung bei Feldspath.
6. Limonitisirung bei Pyrit, selten bei Magnetit.

Die veränderlichsten Elemente sind Biotit, rhombischer Pyroxen, welche stets chloritisirt, Feldspathe, die meist in Glimmer, Calcit und Epidot umgewandelt sind; Magnetit, der fast immer in Titanit übergeht; endlich findet sich auch Augit oft calcitisirt, Hornblende bisweilen epidotisirt und chloritisirt. Diese Neubildungen sind aber keineswegs Folgen oberflächlicher Verwitterung, sondern tiefgehender Umwandlung (Metasomatose).

III. Classification der Ganggesteine.

Bei der im Allgemeinen geringen Mächtigkeit vieler Gänge, bei der Beschränkung dieser Vorkommen auf ein verhältnissmässig kleines Gebiet fällt es auf, dass sowohl in der Structur als auch in der Combination der Gesteinselemente nicht unbedeutende Aenderungen eintreten.

Die porphyrische Structur macht oft einer mehr körnigen Platz, und selbst dort, wo sie zur Geltung kommt, ist die Grundmasse mikroskopisch körnig. Die Gemengtheile der ersten Generation, als Plagioklase, Biotit, Pyroxene der rhombischen und monoklinen Reihe, Hornblende, selten Granat und Quarz, erreichen höchstens einen Durchmesser von 3—5 mm. Die Grundmasse ist ein mikrokrystallines Gemenge von jenen Mineralien, denen wir als Einsprenglinge begegnen. Eine vitrophyrische Basis wurde nirgends beobachtet. Von den Componenten der Grundmasse weisen die Plagioklase in den an Augit und Hornblende reichen, aber an Quarz armen Gesteinen eine leistige, in den an Quarz reichen dagegen eine mehr kurz rectanguläre bis körnige Ausgestaltung auf. Die farbigen Gemengtheile der Grundmasse zeigen theilweise ziemlich gute Entwickelung, wie Hornblende und Augit, oder sie bilden unregelmässige Körner und Schmitzen, wie Biotit und rhombische Pyroxene. Der Grundmassequarz füllt als jüngste körnige Bildung die Lücken zwischen den übrigen Gemengtheilen aus. Dies Alles spricht für einen dioritischen Charakter der Structur dieser Gesteine. Mehrt sich Augit gegen-

über Hornblende neben langleistigen Plagioklasen oder deren Leistenaggregaten, dann entsteht ein Anlauf vom dioritischen Typus zum diabasisch-ophitischen. Solchen Uebergängen begegnen wir besonders in No. 5 und z. Th. auch in No. 6 und 7. Gleichwohl haben wir es noch nicht mit echten Diabasgesteinen zu thun, weil auch die farbigen Bestandtheile gut ausgebildet sind und die Häufigkeit der Hornblende, sowie auch das geologische Verhalten auf dioritischen oder, wenn man will, „kersantitischen“ Typus hinweisen.

Die petrographische Einheitlichkeit und Zusammengehörigkeit, die sich durch Uebergänge in der Structur sowie in der Combination der Gemengtheile, in dem auffälligen Wechsel und doch wieder innigen Verband der Typen äussert, macht es wünschenswerth, diese Gesteine unter einem allgemeinen Namen zusammenzufassen. Hierfür wird sich die Bezeichnung „dioritische Porphyrite“ im weiteren Sinne des Wortes, d. h. mit Einbeziehung der Noritporphyrite, wohl am besten eignen.

Für die specielle Eintheilung sind andere Momente, wie die Beschaffenheit der Structur und das Eintreten bestimmter wesentlicher Gemengtheile maassgebend. Jene Gesteine, die sich durch Vorherrschen der rhombischen Pyroxene gegenüber Biotit, der hier hauptsächlich in Betracht kommt, auszeichnen, sind mit Berücksichtigung des Quarzgehaltes als Quarznorit-Porphyrite zu bezeichnen. Dieselben wurden bisher ganz übersehen. Zunahme des Biotits auf Kosten der rhombischen Pyroxene leitet zu den Quarzglimmerdiorit-Porphyriten über, die schliesslich in den pyroxenfreien Gliedern ihre typische Ausbildung erlangen. Mischungen von Norit und Diorit sind wiederholt zu finden. Monokliner Pyroxen (Augit) neben rhombischem wurde in keinem der Gesteine constatirt. Hornblende mit etwas Biotit wurde in einem einzigen der noritischen Gänge beobachtet. Augit und Hornblende scheinen die rhombischen Pyroxene in diesen Gesteinen zu meiden. Die quarzführenden Plagioklas-Hornblendegesteine repräsentiren uns den Typus der Quarzhornblendediorit-Porphyrite. Da Biotit stets nur unterordnet beigemengt ist, und rhombische Pyroxene nicht erscheinen, so fehlen die Mischglieder zwischen dieser und der vorhergehenden Reihe. Das Auftreten von Augit in der Einsprenglingsgeneration, sowie auch in der Grundmasse auf Kosten der Hornblende, führt zu den Augitdiorit-Porphyriten.

Es gruppiren sich somit unsere Ganggesteine nach folgendem Schema:

I. Quarznoritporphyrite:

1. rhombischer Pyroxen herrscht gegenüber Biotit vor in den Nummern 1, 2, 3, 8, 9, 12, 17, (Biotitnoritporphyrite),

2. rhombischer Pyroxen herrscht gegenüber Hornblende und Biotit vor in No. 18, (Hornblendenoritporphyrit),
3. rhombischer Pyroxen und Biotit sind ungefähr gleichmässig vorhanden oder Biotit überwiegt in No. 4 und 19, (Dioritnoritporphyrite).

II. Quarzglimmerporphyrite:
1. reine Typen, No. 10 und 11,
2. grosse Granatkrystalle führt No. 15; es eignet sich dafür die Bezeichnung „Granatporphyrit“.

III. Quarzhornblendeporphyrite:
1. Hornblende vorwaltend, Biotit untergeordnet oder fehlend in No. 13, 14, 16,
2. Hornblende vorwiegend in der Grundmasse, Augit nur in wohlentwickelten Einsprenglingen auftretend, No. 6 und 7 (a und b), Uebergang zum Augitdioritporphyrit.

IV. Augitdioritporphyrite (Kersantite):
1. Hornblende vorherrschend, daneben Augit untergeordnet, No. 21 und 22,
2. Augit vorherrschend gegen Hornblende und Biotit, No. 5; kommt dem Diabastypus nahe,
3. Augit gegen Hornblende stark vorwaltend in No. 20.

Nach Foullon's Ausführung[1]) gehören alle diese Gesteine zu den „Quarzporphyriten“, mit Ausnahme eines Ganges von Kaltenhaus-Lothen No. 1, den er wegen seines reichen Augitgehaltes zu den „Diabasporphyriten“ stellt, jedoch mit der ausdrücklichen Bemerkung, dieselben seien „eigentlich nichts Anderes, als augitreiche Glieder der Quarzporphyrite“ [2]).

Dem Auftreten der Hornblende in verschiedenen Grössen oder Generationen kann nach meinen Beobachtungen die Bedeutung eines classificatorischen Principes, wie Foullon in seiner oft citirten Abhandlung hervorhebt[3]), nicht zuerkannt werden.

Von Gesteinen, welche mit den Vorkommen von St. Lorenzen Verwandtschaft zeigen, sind folgende in Betracht zu ziehen.

Verwandte Gesteine zur Gruppe I. Die porphyrischen Ausbildungen der Quarznorite von Klausen stehen sowohl in structureller Hinsicht als auch in der Combination der Gesteinselemente den Quarznoritporphyriten von St. Lorenzen sehr nahe. Das Gestein No. 18 dieser Gruppe erinnert durch seinen Gehalt an Hornblende an die körnigen „Hornblendenorite“, welche Cathrein von Saeben und vom Oberhofer erwähnt[4]). Dasselbe

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 768.
[2]) Ibidem, p. 775.
[3]) Ibidem, p. 769.
[4]) N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 80.

wäre ihr porphyrischer Vertreter. Die Noritporphyrite von Steg und Törkele[1]), sowie vom Weg nach Albeins im Eisakthale unterscheiden sich von denen des Pusterthales nur durch die mehr kryptokrystalline Grundmasse, sowie durch viel geringeren Quarz- und Glimmergehalt und bessere Ausbildung der rhombischen Pyroxene. Auch der von LEPSIUS[2]) zu den „basaltähnlichen Mikrodiabasen“, von ROSENBUSCH[3]) zu den „Enstatitporphyriten“ der palaeovulcanischen Effusionsperiode gestellte „Nonesit“ kann vom petrographischen Standpunkte wegen seiner ähnlichen elementaren Zusammensetzung mit dem von uns beschriebenen Gestein No. 18 (I, 2) in Vergleich gezogen werden.

Die Gruppe II der reinen Quarzglimmerdioritporphyrite von St. Lorenzen zeigt naturgemäss Annäherungen an sehr viele ähnliche Vorkommen. Eine allerdings nur entfernte Verwandtschaft besteht zwischen dem Gestein No. 15 (II, 2) und dem „Granatporphyrit“ aus dem Ultenthale, der aber Hornblende führt[4]).

Aus Gruppe III, Abtheilung 1 der Quarzhornblendeporphyrite hat das Gestein No. 16 mit dem von PICHLER[5]) und CATHREIN[6]) als „Vintlit“ bezeichneten Quarzdioritporphyrit von Terenten bei Obervintl im Pusterthal Aehnlichkeit. Sowohl was die structurelle Ausbildung als die Combination der Gesteinselemente anbelangt, stehen auch die „Ortlerite“ und „Suldenite“ von STACHE[7]) und JOHN manchem unserer Vorkommnisse nahe.

Der „Töllit“ PICHLER's[8]) von der Töll bei Meran, das von DÖLTER[9]) „Palaeoandesit“ genannte Gestein von Lienz im Pusterthal zeigen zwar Analogie in Structur und Gemenge, sind jedoch mit den vorliegenden Gesteinen, namentlich rücksichtlich der Korngrösse, durchaus nicht zu verwechseln. — Gelegentlich sei erwähnt, dass die Angabe ROSENBUSCH's[10]), nach welcher die an „granophyrischen Quarzfeldspath-Aggregaten reiche Grundmasse des Töllites keine farbigen Gemengtheile“ enthalte, nur ausnahmsweise zutrifft. Zwei der von mir durchgesehenen Dünnschliffe führen sogar reichlich sehr feine Hornblende und besonders Glimmer. Dasselbe ist auch im Schliff No. 17 in CATHREIN's Sammlung der Tiroler Eruptivgesteine der Fall.

---

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 81.
[2]) Das westliche Süd-Tirol, 1878, p. 163.
[3]) Mikroskop. Physiogr. der mass. Gest., 3. Aufl., p. 951.
[4]) N. Jahrb. f. Min., 1887, I, p. 162.
[5]) Ibidem, 1871, p. 261; 1875, p. 927.
[6]) Ibidem, 1890, I, p. 78 f.
[7]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1849, XXIX, p. 356 u. 382.
[8]) N. Jahrb. f. Min., 1873, p. 940; 1875, p. 926.
[9]) TSCHERMAK's Mineral. Mittheil., 1874, p. 89.
[10]) Mikroskop. Physiogr. der mass. Gest., II, p. 439.

Der bekannte „Augitdioritporphyrit" von Roda bei Predazzo ist den unter Gruppe IV Abtheilung 1 angeführten Vorkommen analog.

IV. Körnige Stockgesteine von St. Lorenzen.

Die Umgegend von St. Lorenzen zeigt nach den Beobachtungen des Herrn Professor CATHREIN ausser den untersuchten Ganggesteinen auch grössere, durchaus körnig struirte Intrusionsmassen, die an mehreren Stellen stockförmig auftreten. Von denselben seien nur drei Vorkommen, No. 23—25, in diese Untersuchung einbezogen. Sie genügen für den Beweis eines substantiellen und genetischen Zusammenhanges zwischen den Gang- und Stockgesteinen.

Gestein No. 23 unterhalb Lothen.

Der erste dieser Stöcke befindet sich gegenüber Ehrenburg. Der grosse Steinbruch an der Landstrasse daselbst besteht ganz aus diesem Gestein. Für die Untersuchung wurden zwei Proben ausgewählt; a zeigt sich blasser und veränderter, b dagegen dunkler und frischer. Beide Proben besitzen ein ausgesprochen dioritisches Gepräge. Mit freiem Auge sind sowohl einzelne Feldspathkörner als auch Aggregate derselben neben Quarzkörnern zu erkennen. Dazwischen stecken Blättchen von Biotit und glänzende, manchmal bis 0,5 cm grosse Hornblendesäulchen, sowie mattgrüne Prismen, die sich in der hellen Varietät, wo die Hornblende weniger auffällt, anscheinend mehren.

Das Mikroskop zeigt alle Gemengtheile in typischer Entwickelung. Plagioklas waltet vor, seine Individuen sind säulig bis tafelig entwickelt, oft sehr fein verzwillingt und manchmal schalig gebaut. An den grösseren Krystallen sind besonders häufig Umwandlungen bemerkbar. Die Veränderung beginnt von innen heraus und lässt oft nur eine Randschicht intact. Als Producte der Zersetzung bilden sich besonders dunkelberandete Körneraggregate von Epidot und helle Ansammlungen von Muscovitschuppen mit lebhafter Polarisation.

An den Feldspath reiht sich quantitativ zunächst der Quarz; er entbehrt stets der Krystallformen und presst sich nach Art einer Kittmasse zwischen die übrigen Gemengtheile hinein.

Bei der Hornblende ist die terminale Begrenzung in a durch die Feldspathe gestört, Querschnitte zeigen vorherrschend $\infty P(110)$, untergeordnet $\infty P \breve{\infty} (010)$ oder $\infty P \bar{\infty} (100)$, oft einseitig entwickelt. Die Hornblende erscheint gelbbraun bis gelbgrün, ist mässig pleochroitisch und löscht unter 15^0 aus. Die chromatische Polarisation ist lebhaft. Gleichmässig entwickelte Zwillinge, oder eine median eingeschaltete Zwillingslamelle nach $\infty P \bar{\infty} (100)$ sind

vielfach zu verfolgen. Häufig umschliesst die Hornblende Plagioklase, seltener Nadeln von Apatit. Local sind Spuren beginnender Chloritisirung bemerkbar.

Biotit erscheint gewöhnlich in unregelmässigen, oft dicken Tafeln. In frischem Zustande ist er gelbbraun mit starker Absorption des Lichtes normal zu c. Allmählich wird er grün und erblasst schliesslich bis zur völligen Farblosigkeit. In der Probe a hat sich der Glimmer allenthalben verfärbt, in b ist er meist frisch. Dadurch wird hauptsächlich die hellere oder dunklere Färbung des Gesteines bedingt.

Die grünen Säulchen gehören, wie sich im Mikroskope erweist, einem *rhombischen Pyroxen* an. In a tritt derselbe sowohl gegen die Hornblende als gegen den Glimmer zurück; in b jedoch übertrifft er beide an Grösse und Menge oder kommt ihnen mindestens gleich, dazu erscheint er in einer Frische, wie in keinem der bisher untersuchten Gesteinsschliffe. Die Querschnitte zeigen wieder die Combination $\infty P\bar{\infty}$ (100) · $\infty P\breve{\infty}$ (010) · ∞P (110). Die Längsschnitte sind terminal nicht so gut begrenzt. An einem Krystall maass der Giebelwinkel annähernd 119^0, entsprechend der Pyramide $2P\bar{2}$ (211), beziehentlich $P\bar{2}$ (212). Der Pleochroismus ist nur an Längsschnitten einigermaassen wahrnehmbar. Parallel c schwingende Strahlen geben eine hellgraue Farbe mit leichtem Stich in's Grün, senkrecht zur Prismenzone schwingendes Licht giebt schwach röthliche Farbentöne. Die einfache Lichtbrechung ist ziemlich stark, die Polarisation lebhaft chromatisch, die Auslöschung stets gerade. Längsschnitte zeigen eine der c-Axe parallele, gebrochene Faserstructur mit reichlichen Einlagerungen frischer Ilmenitleistchen und Körnchen von Magnetit, so besonders in der Probe b. Der rhombische Pyroxen bildet selten Krystalle für sich; in der Regel verwächst er mit Glimmer, seltener mit Hornblende, mitunter verwachsen alle drei mitsammen. Pyroxen und Biotit durchdringen sich meist so innig, dass ihre Lamellen in constanter Reihenfolge mit einander wechseln. Die Vereinigung geht in der Weise vor sich, dass der Glimmer mit seiner Basis an Flächen der Prismenzone des Pyroxens sich anschliesst. Die Verwachsung mit der Hornblende ist hier mehr eine zufällige und gesetzlose. — Nach den optischen Eigenschaften zu schliessen, dürfte der rhombische Pyroxen ein eisenreicher Bronzit sein. Bei beginnender Zersetzung geht derselbe in mattgrünen, feinfaserigen *Bastit* und schliesslich in eine *chloritähnliche* Substanz über.

Das Gestein repräsentirt einen Mischtypus, der in seinen Endgliedern je nach dem Vorherrschen eines der farbigen Gemengtheile

zu den Quarzhornblendedioriten oder CATHREIN's „Quarzhornblendenoriten“ (Quarzdioritnoriten) aus der Klausener Gegend sich hinneigt. [1])

Gestein No. 24 vom Kniepass.

Der zweite dieser Gesteinsstöcke befindet sich auf der Strecke Sonnenburg-Kiens, westlich von Sonnenburg, und steht gleichfalls an der Poststrasse an. Für die mikroskopische Untersuchung wurden wiederum zwei variirende Stücke ausgewählt. Die Probe a ist auffallend hell; Quarz und Feldspath bilden einen lichten Grund, aus dem sich gebleichte Glimmerblättchen abheben. Die Probe b besitzt dunklere Färbung. Innerhalb eines Quarz-Feldspath-Aggregates liegen schwarzbraune, sechsseitige Biotitkrystalle.

Unter dem Mikroskop bietet sich ein ziemlich gleichmässig körniges Gemenge von Feldspath, Biotit und Quarz dar.

Die Feldspathe besitzen bei der körnigen Structur des ganzen Gesteines dennoch eine recht gute Begrenzung und sind von mehr kurzsäuliger, oft etwas rundlicher Gestalt. Gegen Quarz grenzen sie sich in der Regel scharf ab; manchmal kommt es zu einer Art pegmatitischer Verwachsung. Die grösseren Feldspathe erscheinen vielfach in ein Aggregat von Muscovit und Epidot umgesetzt. Die Zwillingsstreifung geht dann meist bis auf geringe Spuren verloren. Eine stattliche Zahl der kleineren Individuen ist zonar struirt, doch kommt es selten zur Bildung mehrerer Schalen. Obgleich auch diese Feldspathe nicht mehr ganz frisch sind, lässt sich an ihnen nebst der meist unveränderten Randzone polysynthetische Verzwillingung immer noch deutlich verfolgen. Bei dem bedeutenden Quarzgehalt dieses Gesteins darf wohl angenommen werden, dass auch Orthoklas sich ausgeschieden habe. Vielleicht gehören manche der mehr rundlichen oder der mit Quarz pegmatitisch verwachsenen Individuen, die besonders stark zersetzt sind und jeder Andeutung einer Zwillingsstreifung entbehren, dem Orthoklas an.

Der Biotit vertheilt sich ziemlich gleichmässig in Form kleinerer, parallel orientirter, oder regellos sich durchdringender Blätteraggregate im ganzen Gestein. Die Glimmertafeln besitzen nicht selten hexagonale, jedoch meist nach einer Richtung verzerrte Gestaltung. Im frischen Zustande sind sie tief braun, in dickeren Partien fast schwarz; Querschnitte erscheinen als stark dichroitische Leisten mit der dem Glimmer eigenen Faserstructur. Die Biotite der Probe a sind allenthalben gebleicht und chloritisirt; Längsschnitte zeigen nicht selten die Holzstructur. In der

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 80.

Probe b ist der Biotit zum grössten Theil frisch. Der Quarz bildet im Allgemeinen eine Kittmasse zwischen den übrigen Gemengtheilen und enthält hier und da stark lichtbrechende Zirkonsäulchen mit $\infty P \infty$ (100) . P (111), auch mit pleochroitischem Hofe, sowie zierliche Apatitnadeln.

Dieses Gestein No. 24 ist also ein echter Quarzglimmerdiorit vom Klausener Typus.

In der Probe a konnte sicher Orthit mit seinem typischen Begleiter, dem Epidot, constatirt werden.

Gestein No. 25 gegen Stephansdorf.

Von dem dritten, etwas kleineren Stock auf der Südseite der Rienz gegen Stephansdorf wurden ebenfalls zwei Stücke für die Untersuchung ausgewählt. Beide Proben sind dunkelgrün. Bei a sind die Feldspathe undeutlich ausgebildet, die Hornblende zeigt Säulen. Die zweite Probe b ist feiner im Korn. Die Feldspathe besitzen Leistenform, die Hornblende tritt hier theils in frischen, seidenglänzenden Nadeln, theils in mehr blassgrünen, wahrscheinlich schon veränderten Tafeln aus der Gesteinsmasse hervor. Quarz ist in beiden Proben nicht erkennbar, Biotit fehlt völlig.

Im Dünnschliff stellt das Gestein ein Gemenge von gleichmässig vertheilten Feldspathen und Hornblenden dar, zu denen sich in geringerer Menge Augit und Quarz gesellt. Der spärliche, veränderte Titanmagnetit, sowie etwas Pyrit erscheinen meist nur als Einschlüsse in der Hornblende.

Der Feldspath gehört zu den best ausgebildeten Gemengtheilen. Seine in der Regel säuligen Krystalle sind polysynthetisch verzwillingt. In der Probe a sind die Feldspathe z. Th. von zahlreichen Querrissen durchsetzt, im Innern etwas verändert und getrübt. Unter dem Analysator zeigen sich Aggregate feiner, lebhaft und bunt aufblitzender Muscovitschüppchen. Stellenweise hat sich Calcit und Epidot ausgeschieden. In der Probe b haben die Feldspathe so ziemlich ihre ursprüngliche Frische bewahrt.

Die Hornblende wurde in ihrer Entwickelung auffällig durch die Feldspathe gestört, nur die kleineren Individuen konnten vollständig auskrystallisiren. Auf Querschnitten erscheinen die Projectionen der Flächen ∞P (110) mit $\infty P \breve{\infty}$ (010) oder $\infty P \bar{\infty}$ (100), seltener sind beide Pinakoide zugleich entwickelt. In der Probe b besitzt die Hornblende bis auf wenige grössere Individuen geringe Dimensionen. Die Hornblende dieses Gesteines besitzt vorwiegend einfache Krystalle; Krystalle mit gleichen Zwillingshälften sind seltener als solche mit median eingeschalteten

Lamellen. Die Farbe der Hornblende ist gelbbraun bis gelbgrün, die prismatische Spaltbarkeit kommt allenthalben zum Ausdruck. Die grösseren Individuen sind oft verändert und im Kern, ähnlich wie bei den Vintliten, in ein feinkörniges Gemenge von Epidot und Aktinolith mit Chlorit umgewandelt. In der Probe b haben die grösseren, fast wie Einsprenglinge sich abhebenden Hornblenden meistentheils diese Veränderung durchgemacht.

Der Augit steht quantitativ weit hinter der Hornblende zurück, ist gut ausgebildet und ein ständiger Begleiter der Hornblende. In der Regel ist er von ihr mit paralleler c-Axe umwachsen. An Längsschnitten solcher Ueberwachsungen löscht die Hornblende unter ca. 20°, der Augit unter ca. 43° aus. Auch zufällige Verwachsungen sind nicht selten.

Der Gehalt an Quarz ist verhältnissmässig gering; die Probe a führt etwas häufiger grössere Quarzkörner.

Zusammensetzung und Structur charakterisiren dieses Gestein als einen Quarzaugitdiorit, der z. Th. an die Monzonite erinnert.

Verschiedenartigkeit der Gemengtheile, sowie Schwankungen in den Quantitätsverhältnissen derselben sind an diesen wenigen Proben schon genügend illustrirt, so dass hier ganz ähnliche Gesteinsvariationen wie in den dioritischen Stöcken von Klausen, Vahrn und Valsugana[1]) vorliegen, indem einer der farbigen Gemengtheile, sei es Hornblende, Augit, ein rhombischer Pyroxen oder Biotit die Führerrolle übernimmt, während die anderen local oft gänzlich zurücktreten oder doch nur als accessorische Begleiter erscheinen. Von besonderem Interesse ist die Wiederkehr der rhombischen Pyroxene in den stockförmigen Gesteinen von St. Lorenzen.

Ein Vergleich der Stock- mit den Ganggesteinen zeigt, dass in beiden Lagerungsformen die Gemengtheile im Wesentlichen dieselben bleiben und dass die Typen beiderseits in gleicher Weise wechseln. Dadurch wird die geologische Untrennbarkeit beider Intrusionsformen bestätigt; es documentiren sich daher die Gänge als die porphyrischen Glieder, die Stöcke als die körnigen Ausbildungen einer einheitlichen Eruptivmasse. Mit Recht erhielten daher die Ganggesteine die Bezeichnung „Diorit- und Norit-Porphyrite“, weil sie von den dioritnoritischen Stockgesteinen petrographisch sich wohl nicht abtrennen lassen. Durch diese Verhältnisse der Zusammensetzung, Structur und Lagerung

[1]) Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mitth., 1892, XIII, p. 1.

ergeben sich Analogien und Verwandtschaften der Gang- und Stockgesteine von St. Lorenzen mit jenen von Klausen, weshalb die in vorstehender Abhandlung begründete Bezeichnung „Klausenite“ sich auch für die Pusterthaler Gesteine in vorzüglicher Weise eignet. Bedenkt man die petrographische Uebereinstimmung der Lüsener Diorite[1]) mit jenen von Klausen und beachtet ferner, dass die Gebiete von Lüsen und St. Lorenzen im Grabener Bergrücken unmittelbar aneinander stossen, so ist auch der locale Zusammenhang aller dieser Gesteine schon gegeben.

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 678.

6. Ueber Caprinidenkalke aus Mexico.

Von Herrn G. Boehm in Freiburg i. Br.

Litteratur.
(Im Text mit römischen Ziffern citirt.)

I. Aguilera, Sinopsis de Geología Mexicana. Bosquejo Geológico de México, Segunda Parte. — Bol. Inst. Geol. México. Nums. 4, 5 y 6, p. 189. 1897.
II. Barcena, Datos para el Estudio de las Rocas Mesozoicas de Mexico y sus Fósiles característicos. — Bol. soc. de Geografia y Estadistica de la República Mexicana, (3), II, p. 369. 1875.
III. G. Boehm, Beiträge zur Kenntniss der Kreide in den Südalpen. I. Die Schiosi- und Calloneghe-Fauna. — Palaeontographica, XLI, 1894.
IV. Douvillé, Études sur les Rudistes. V. Sur les Rudistes du Gault supérieur du Portugal. — Bull. soc. géol. France, (3), XXVI, 1898.
V. — Compte-rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France, No. 12. 1898.
VI. Emory-Conrad, Descriptions of Cretaceous and Tertiary Fossils. — Report on the United States and Mexican Boundary Survey, p. 141 ff., 1857.
VII. Heilprin, The Geology and Paleontology of the Cretaceous Deposits of Mexico. — Proceed. Acad. Nat. Sc. Philadelphia 1890.
VIII. Hill, A Preliminary Annotated Check List of the Cretaceous Invertebrate Fossils of Texas. — Geol. Surv. Texas, Bull. No. 4, 1889.
IX. — Paleontology of the Cretaceous Formations of Texas. — The Invertebrate Fossils of the Caprina Limestone Beds. — Proceed. Biolog. soc. Washington, VIII, 1893.

Vor einiger Zeit schickte mir Herr Felix in Leipzig eine Reihe Fossilien, die er in Gemeinschaft mit seinem Reisegefährten Herrn Lenk, jetzt in Erlangen, in den Caprinidenkalken des Cerro Escamela gesammelt hatte. Der Cerro Escamela liegt unmittelbar östlich von Orizaba, im mexicanischen Staate Veracruz. Beigefügt waren einige weitere Exemplare, die Herrn Felix von Herrn Charles A. White in Washington geschenkt worden waren. Die letzteren stammen aus der Sierra de la Boca del Abra bei El

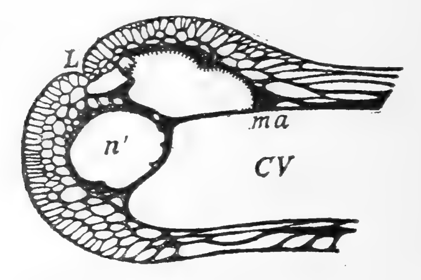
Chey, ca. 100 km westlich von Tampico im mexicanischen Staate Tamaulipas. Auch hier sind Caprinidenkalke entwickelt, die denen vom Berge Escamela ganz ähnlich sehen. Ob beide gleichaltrig sind, wage ich nach dem mir vorliegenden Material nicht zu entscheiden.

In der Litteratur sind eine beträchtliche Anzahl texanischer und mexicanischer Formen aus Caprinidenkalken genannt. Ich verweise z. B. auf die am Anfang dieser Mittheilung citirten Werke I. und VI.—IX. Die Arten sind z. Th. ganz ungenügend beschrieben. Die Kanäle hierher gehöriger Capriniden sind meines Wissens überhaupt noch nicht dargestellt worden. Im Nachfolgenden werde ich die beiden oben genannten Fundorte gesondert behandeln.

A. Sierra de la Boca del Abra.

Sphaerucaprina occidentalis Conrad sp.
Fig. 1.

Caprina occidentalis Conrad, VI, p. 147, t. 2, f. 1a, b, c.
(Man vergleiche die Angaben in diesem Werke.)



Figur 1. *Sphaerucaprina occidentalis* Conrad sp. — Obere, linke Klappe.

L Ligamentfurche mit der inneren Ligamentgrube; n′ accessorische Grube; ma Stelle des vorderen Schliessmuskels; CV Wohnkammer des Thieres.

Der vorliegende Querschnitt gehört der oberen, linken Klappe an. Er besitzt innere, polygonale und äussere, radiale Mantelrandkanäle. Letztere zeigen am Schlossrande Verzweigungen, dagegen sind sie am Hinter- und Unterrande einfach, ungegabelt.

Bemerkungen. Die zugehörige Unterklappe ist nicht vorhanden, die Gattungsbestimmung ist demnach (III, p. 109) zweifelhaft. Es könnte eine *Caprinula* sein. Mir liegt überhaupt nur eine dünne Platte vor, so dass ich auch über die Lage und Richtung des Schnittes zur Commissur nichts anzugeben vermag.

Das Stück wurde Herrn Felix von Herrn Charles A. White als *Caprina occidentalis* Conrad geschenkt. Wie mir Herr Felix mittheilt, liegen im United States National Museum in Washington eine Anzahl Exemplare von der Sierra de la Boca del Abra, die als *Caprina occidentalis* bestimmt sind. Das Original Conrad's ist nahe bei der Mündung des Puercos-Flusses gefunden worden. Es ist ganz ungenügend dargestellt. Auf die Autorität von White hin habe ich den Artnamen Conrad's für die oben dargestellte Form beibehalten. Gegebenen Falls könnte die Bezeichnung „*occidentalis*" in „*Whitei*" geändert werden.

Sauvagesia sp.

Zwei Unterklappen, die zweifellos zu *Sauvagesia* gehören. Man beobachtet aussen die beiden, durch ihre Sculptur abweichenden Felder, sowie die prismatische Structur. Auf Querschnitten sieht man sehr gut die letztere, sowie die nach innen eingebogene Falte. Das Vorkommen erinnert an *Hippurites texanus* Ferd. Römer, eine Art, die sicherlich zu *Radiolites* und wohl zur Untergattung *Sauvagesia* gehört.

Sphaerucaprina occidentalis stammt aus einem sehr harten, grauweissen Kalk. Die Sauvagesien sind von einem gelblichen Mergel umgeben. Ich lasse dahingestellt, ob jene und diese gleichaltrig sind. Sauvagesien kennen wir meines Wissens jetzt vom oberen Gault bezw. unteren Cenoman bis in's untere Turon. Capriniden vom Typus der *Sphaerucaprina occidentalis* scheinen, nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse, vom Urgon bis in's untere Turon entwickelt zu sein.

B. Cerro Escamela bei Orizaba.

Von diesem Fundpunkte erhielt ich neben wenigen, unbearbeiteten Stücken eine grössere Anzahl geschnittener und auf beiden Seiten polirter Platten. Die Herren Felix und Lenk haben letztere in der grossen Marmorschleiferei im Dorfe Nogales nahe bei Orizaba erworben. Der Ort ist unter anderem VII, p. 462 erwähnt.

Ich habe nicht nur die rohen Stücke, sondern, wo dies angängig erschien, auch die Platten schneiden lassen. Das Gestein ist ganz gespickt mit Capriniden und Radioliten. Daneben beobachtet man — auf den Platten natürlich alles in Durchschnitten — Korallen, seltener Nerineen und Foraminiferen. Auf der Schnittfläche mit der später abgebildeten *Sphaerucaprina Lenki* fand ich schön erhaltene Durchschnitte von Siphoneen, deren eine, wie Herr Steinmann feststellte, von seiner *Triploporella Fraasi*

aus der oberen Kreide des Libanon nicht zu unterscheiden ist.[1]) Herr STEINMANN, der über die in Rede stehenden Formen demnächst ausführlich berichten wird, theilte mir Folgendes mit.

„Es finden sich in dem Caprinidenkalke zwei wohl erhaltene Siphoneen, nämlich

1. *Triploporella Fraasi* STEINMANN, nicht zu unterscheiden von der libanotischen Form, aber in einem weit günstigeren Erhaltungszustande. Dieser gestattet festzustellen, dass die radialen Verzweigungen I. Ordnung fertile Schläuche bilden, in denen sich in grosser Zahl verkalkte Sporangien eingelagert finden. Jedes Sporangium lässt vier, zuweilen fünf, wohl als Sporenhöhlungen zu betrachtende Kammern erkennen.

2. Cf. *Cymopolia*. Unvollkommen gegliederte Kalkcylinder mit längeren, fadenförmigen, sterilen und kürzeren, birnförmigen, fertilen Verzweigungen, die wahrscheinlich von sehr kurzen und unvollkommen oder gar nicht verkalkten Primärverzweigungen ausgehen. Grössenverhältnisse der Gattung *Cymopolia* ähnlich.“

Was die äussere Gestalt und Sculptur der Pelecypoden und Gastropoden betrifft, so sind sie an den Platten fast nie, aber auch an den rohen Stücken kaum zu beobachten. An den Durchschnitten der Radioliten glaube ich die Prismen der äusseren Schicht der Unterklappe, sowie die Zähne und Muskelträger der Oberklappe zu erkennen. Auch sieht man mehrfach im Innern der Unterklappe Querböden. Die Durschschnitte der Capriniden zeigen meist recht deutlich das Kanalsystem. Allein da die entsprechende Gegenklappe nicht nachweisbar ist, so bleibt die generische Bestimmung — cf. III, p. 109 — unsicher. Auch sind die Schnitte der Platten natürlich ganz unorientirt, und ich vermag über ihre Lage und ihre Richtung zur Commissur nichts anzugeben. Ich habe mich deshalb vorläufig darauf beschränkt, einzelne, besonders gute Stücke abbilden zu lassen. Wie schon bemerkt, glaube ich, dass derartige Darstellungen des Kanalsystems überhaupt noch nicht vorhanden sind. Einen schlecht erhaltenen *Pecten* lasse ich unberücksichtigt.

Caprina cf. *adversa* C. D'ORBIGNY.

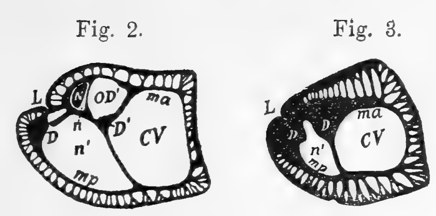
Fig. 2 u. 3.

1847. *Caprina adversa* A. D'ORBIGNY, Pal. franç., Terr. crét., IV, p. 182, t. 536, 537.

1888. — — DOUVILLÉ, Bull. soc. géol. France, (3), XVI, p. 700.

(Man vergleiche die Angaben in diesen Werken.)

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1880, II, p. 130, t. 5. *Triploporella Fraasi* kommt zusammen mit *Placenticeras syriacum* und anderen Formen vor, die auch ich eher für Cenoman als für Turon halten möchte.



Figur 2, 3. *Caprina* cf. *adversa* C. d'Orbigny. — Obere, linke Klappen.

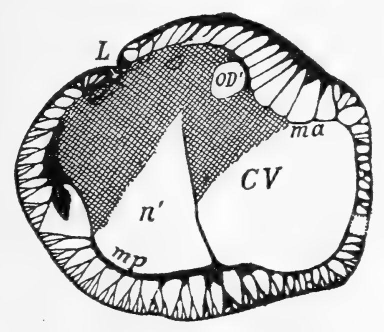
L Aeussere Ligamentfurche mit der inneren Ligamentgrube; D' vorderer Zahn mit der Höhle OD'; D hinterer Zahn; n Zahngrube mit dem Zahne der unteren, rechten Klappe N; n' accessorische Grube; ma Stelle des vorderen, mp Stelle des hinteren Schliessmuskels; CV Wohnkammer des Thieres. (Die Mantelrandkanäle Fig. 2 rechts sind von der anderen Seite der 9 mm dicken Platte übernommen.)

Die vorliegenden oberen, linken Klappen besitzen theils einfach verlaufende, theils einmal, selten mehrfach gegabelte Mantelrandkanäle. Ferner sieht man die Höhlungen ausserhalb des vorderen Schliessmuskels ma und, bei Fig. 2, die sehr grosse, accessorische Höhle OD' im vorderen Zahne D'. Die Höhle n' ist gross.

Bemerkungen. Bei *Caprina Choffati* Douvillé, *C. communis* Gemmellaro, *C. schiosensis* G. Boehm sind nur unverzweigte Radiallamellen vorhanden. Dagegen weiss ich — soweit das vorliegende Kanalsystem in Betracht kommt — keinen wesentlichen Unterschied gegenüber *Caprina adversa* anzugeben. Es liegen übrigens noch weitere Exemplare vor, die ich zu *Caprina* cf. *adversa* rechnen möchte.

Caprina ramosa n. sp.

Fig. 4.



Figur 4. *Caprina ramosa* n. sp. — Obere, linke Klappe. Buchstabenbezeichnung wie bei Fig. 2, 3. Die schraffirten Stellen sind mit Kalkspath ausgefüllt. (Die Kanäle am Schlossrande sind von der anderen Seite der 8 mm dicken Platte übernommen.)

Die vorliegende obere, linke Klappe zeigt die Höhlungen ausserhalb des vorderen Schliessmuskels ma, sowie die accessorische Höhle OD′ im vorderen Zahne. Letzterer ist auf der Gegenplatte besser erhalten, als auf der zur Darstellung benutzten Platte. Die Mantelrandkanäle sind stark verzweigt.

Bemerkungen. Die obige Art unterscheidet sich durch die reiche Verzweigung ihrer Mantelrandkanäle von allen mir bekannten, hierher zu rechnenden Formen.

Caprina sp.
Fig. 5.



Figur 5. *Caprina* sp. — Obere, linke Klappe.

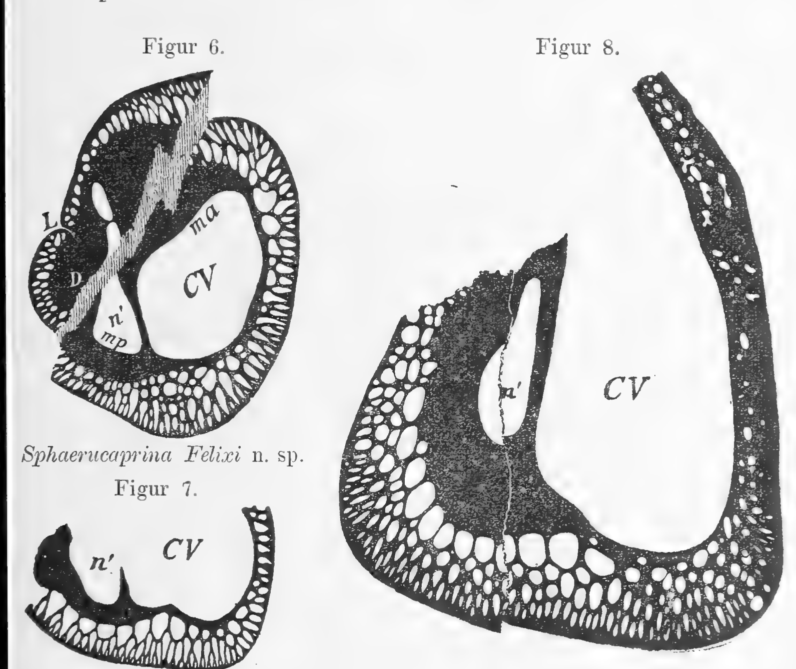
Die dargestellte obere, linke Klappe besitzt ausserhalb der Stelle des vorderen Schliessmuskels ma ein reich verzweigtes Kanalsystem. Nach hinten sieht man am Schlossrande eine Gruppe unverzweigter Höhlen. Im vorderen Zahne sind neben der Höhle OD′ noch mehrere kleinere Gruben, ja vielleicht noch eine grosse Grube entwickelt. Letztere habe ich, da sie mir etwas unsicher erscheint, durch Punkte umrandet. Die Gattungsbestimmung ist hier besonders zweifelhaft, da ich nicht weiss, ob das Ligament äusserlich oder innerlich ist. Auch muss ich es dahin gestellt lassen, ob das reich verzweigte Kanalsystem ausserhalb ma und die mehrfachen Aushöhlungen des vorderen Zahnes grössere Bedeutung beanspruchen dürfen.

Sphaerucaprina Felixi n. sp.
Fig. 6.

Die vorliegende obere, linke Klappe besitzt innere, polygonale und äussere, mehrfach verzweigte, radiale Mantelrandkanäle. Erstere sind besonders vor mp reich entwickelt. Auch am Oberrande sind überall Kanäle vorhanden.

Bemerkungen. Ich halte die Species für neu. Weder bei *Sphaerucaprina* noch bei *Caprinula* — die auch in Frage kommt — sind mir Arten mit so reich verzweigten Radialkanälen bekannt. Die vorher beschriebene *Sphaerucaprina occidentalis* unterscheidet sich von *Sph. Felixi* dadurch, dass bei ersterer die Radialkanäle unter dem Querseptum unverzweigt sind. Es liegt mir übrigens, ebenfalls von einer oberen Klappe, ein Querschnitt vor, der nur 2 cm Durchmesser hat und der eine ebenso reiche Entwickelung polygonaler Kanäle besitzt, wie *Sphaerucaprina Felixi.*

Figur 6. Figur 8.



Sphaerucaprina Felixi n. sp.

Figur 7.

Sphaerucaprina Lenki n. sp.

Sphaerucaprina sp.

Figur 6—8. Obere, linke Klappen.

Sphaerucaprina Lenki n. sp.

Fig. 7.

Die vorliegende obere, linke Klappe besitzt am Unterrande nur eine Reihe polygonaler und reich verzweigte, radiale Mantelrandkanäle. *Sphaerucaprina occidentalis* und *Sph. Felixi* unterscheiden sich dadurch, dass bei ihnen — speciell unter dem Querseptum — mehrere Reihen polygonaler Kanäle entwickelt sind.

Sphaerucaprina sp.

Fig. 8.

Das Kanalsystem dieser Form erinnert in auffallender Weise an die *Sphaerucaprina* sp., die ich III, p. 128 dargestellt habe. Unterklappen von Capriniden, also Klappen ohne Querseptum, glaube ich in dem vorliegenden Material ebenfalls zu erkennen. Doch sind dieselben mangelhaft erhalten.

Nerinea cf. *forojuliensis* Pirona.

Fig. 9, 10.

?1875. *Nerinea hieroglifica* ? Barcena, II, p. 380, f. 11.
1897. — — G. Boehm. Diese Zeitschr., p. 179, t. 5, f. 4.

(Man vergleiche die Angaben in diesen Werken.)



Figur 9.



Figur 10.

Nerinea cf. *forojuliensis* Pirona.

Die hier dargestellten Falten des Innern zeigen grosse Aehnlichkeit mit den Falten der *Nerinea forojuliensis*. Bei einem dritten, nicht abgebildeten Exemplare gleichen die Falten fast vollkommen denen in III, t. 13, f. 5b. Die äussere Form liegt nicht vor. Die oben citirte Abbildung bei Barcena besitzt anscheinend gleiche Falten. Heilprin, VII, p. 468 hat die Art von Barcena *Nerinea Barcenai* genannt. Nach Aguilera, I, p. 219 ist *Nerinea hieroglifica* ? Barcena identisch mit *Nerinea Castilloi* Barcena.

Nerinea sp.
Fig. 11.


Figur 11.

Die Falten des Innern gleichen ziemlich denen, die BLANCKENHORN, Beiträge zur Geologie Syriens etc., 1890, als *Nerinea* cf. *Fleuriaui*, t. 8, f. 11 abgebildet hat. Doch ist die äussere Form meines Exemplars, das ich hier ganz ausnahmsweise aus dem Gestein herauspräpariren konnte, so mangelhaft erhalten, dass ich eine nähere Bestimmung nicht wage. Unter demselben Namen mit f. 11 stellt BLANCKENHORN, l. c., f. 12, Falten dar, die Aehnlichkeit mit denen unserer *N. forojuliensis*, III, t. 13, f. 6b oben zeigen. Wie dem auch sei, jedenfalls sind die Falten der Nerineen bei einer und derselben Art weniger constant, als man dies wohl angenommen hat. Man vergl. hierzu III, p. 135, oben.

Die Caprinidenkalke haben in neuerer Zeit in Europa und in Amerika eine umfangreiche Litteratur hervorgerufen. Allein ihre Faunen sind z. Th. noch recht ungenügend bekannt, und ihre Altersbestimmung macht grosse Schwierigkeiten.

Das Schwanken bezüglich der Stellung der Schiosi-Fauna in Venetien habe ich III, p. 85 besprochen. In neuerer Zeit neigte ich dazu, diese Fauna zum Turon zu stellen, während sie nach MUNIER-CHALMAS (DOUVILLÉ, IV, p. 150) zum oberen Cenoman gehört. Dies war meine frühere Ansicht (III, p. 147). Gegen Turon spräche nach DOUVILLÉ die von mir nachgewiesene Gattung *Orbitolina*, da man sie noch niemals über dem Cenoman gefunden hat.

Die von GEMMELLARO beschriebene sicilianische Caprinidenfauna wurde bisher ganz allgemein zum Turon gerechnet. Allein auch sie enthält zahlreiche Orbitolinen und DOUVILLÉ stellt die Fauna l. c. jetzt zum unteren Cenoman. Hierbei stützt er sich nicht nur auf das Vorkommen jener Foraminiferen, sondern auch auf die Kleinheit der Höhle n' bei *Caprina communis*. Es soll diese Kleinheit ein archaistisches Merkmal innerhalb der Gattung *Caprina* sein.

Aehnliches Schwanken zeigt sich bei den texanischen Caprinidenkalken. HILL, IX, p. 105, glaubt, sie zum oberen Neocom oder an die Grenze von Neocom und Gault stellen zu sollen, während HEILPRIN, VII, p. 445, erklärt hatte, dass untere Kreideschichten in Texas nicht nachgewiesen seien. In neuester Zeit rechnet DOUVILLÉ, V, p. 66, jene Rudistenkalke von Texas zum oberen Gault oder, noch eher vielleicht, zum unteren Ceno-

man. Die Angaben von HILL im American Journal of Science, XLV, 1893, p. 314 in der zweiten Fussnote unten beruhen auf Missverständniss.

Die mexikanischen Caprinidenkalke haben das wechselvolle Schicksal der texanischen getheilt. Neuestens hat DOUVILLÉ, V, p. 66, das Vorkommen der Gattung *Schiosia* bei Coalcoman festgestellt. Der Ort liegt im pacifischen Küstenstaat Michoacan. Der District Coalcoman ist von URQUIZA[1]) beschrieben worden. Auch giebt der Bosquejo de una carta geologica de la Republica Mexicana von 1889 bei Coalcoman Kreide an.

Es ist wohl nicht zweifelhaft, dass in Nordamerika wie in Europa verschiedenaltrige Caprinidenfaunen entwickelt sind. In Europa werden Formen, die im Kanalbau *Caprina* und *Caprinula* ähneln sollen, zuerst aus dem Urgon von PAQUIER erwähnt. Doch sind dieselben noch nicht beschrieben. Die älteste, sicher hierher gehörige Form ist *Caprina Choffati* aus dem oberen Albien. Sie sowohl, wie *Caprina communis* zeichnen sich nach DOUVILLÉ durch Kleinheit der Höhle n′ aus. Letztere Art wird jetzt, wie schon oben bemerkt, in's untere Cenoman gestellt. Bei den jüngeren Formen, *Caprina adversa* und *C. schiosiensis*, soll n′ grösser sein. Caprinulen finden sich zahlreich noch im unteren Turon von Alcantara, doch fehlen hier die Orbitolinen.

Unsere Escamelakalke enthalten an Foraminiferen, nach gütiger, brieflicher Mittheilung des Herrn FELIX: Relativ am häufigsten *Nubecularia;* ferner *Globigerina cretacea,* Varietät mit raschem Anwachsen der Kammern; *Bulimina;* dann aber auch — von mir erneut geprüft — *Orbitolina* aff. *lenticularis.* Die Foraminiferen wurden von C. SCHWAGER in München bestimmt. Durch das Vorkommen der Gattung *Orbitolina* wäre, nach dem heutigen Stande unseres Wissens, turones Alter ausgeschlossen. Ferner ist die Höhle n′ bei den oben beschriebenen Caprinen meist gross, wie man es bei den obercenomanen Arten findet. Dazu aber kommt der Gesammtcharakter der Fauna. Ich denke hierbei an *Triploporella Fraasi,* an *Nerinea* cf. *forojuliensis,* an die Fig. 8 dargestellte Form und an *Caprina* cf. *adversa.* Sie alle haben, wie mir scheint, obercenomanes Gepräge. Ich glaube, man wird nicht allzuweit fehl gehen, wenn man unsere Escamelakalke für Ober-Cenoman erklärt.

---

[1]) Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana, VII, 1882, p. 195.

7. Das Triasgebiet von Hallein.

Von Herrn MAX SCHLOSSER in München.

Hierzu Tafel XII u. XIII.

Das Vorkommen von Triasfossilien in der Halleiner Gegend ist schon seit geraumer Zeit bekannt, und fehlen insbesondere die in Dürrnberg so häufigen Platten mit *Monotis salinaria* wohl in keiner bedeutenderen deutschen oder österreichischen Sammlung. Trotzdem haben bis jetzt von allen dort vorkommenden Versteinerungen lediglich die Brachiopoden sowie einige wenige Ammoniten eine genauere Besprechung bezw. Beschreibung erfahren, während auch nur annähernd vollständige Fossillisten zur Zeit noch nicht vorliegen.

Mit dem benachbarten Salzkammergut kann sich dieses Gebiet freilich weder hinsichtlich der räumlichen Ausdehnung und Mächtigkeit seiner Triasbildungen, noch auch bezüglich der Artenzahl und Schönheit seiner Fossilien messen, allein immerhin verdient es doch etwas mehr Beachtung, als ihm bisher zu Theil geworden ist, vor Allem schon deshalb, weil es, abgesehen von dem übrigens geologisch ohnehin dazu gehörigen Kälberstein bei Berchtesgaden, der am weitesten nach Westen vorgeschobene Posten der Hallstätter Triasfacies ist und ferner auch deshalb, weil sich hier doch mit annähernder Sicherheit eine wirkliche Schichtenfolge feststellen lässt, was im Salzkammergut mit noch grösseren Schwierigkeiten verbunden zu sein scheint. Gerade in dieser Beziehung bringen auch die sonst so viel Neues bietenden Aufnahmeberichte von A. BITTNER[1]) nicht die volle wünschenswerthe Auskunft.

Auf die Mittheilungen, welche v. GÜMBEL und v. MOJSISOVICS über das Halleiner Gebiet veröffentlicht haben, werde ich gelegentlich zu sprechen kommen. Hier möchte ich nur bemerken, dass die genannten Autoren auffallenderweise die LIPOLD'sche Arbeit „Der Salzberg am Dürrnberg nächst Hallein[2])“ so gut

[1]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 235 u. 317.
[2]) Jahrb. k. k. R.-A., 1854, p. 590.

wie vollständig ignoriren, ein Schicksal, welches dieselbe nicht im Geringsten verdient, denn sie ist nicht nur für die damalige Zeit ganz vortrefflich, sondern selbst heutzutage — nach beinahe 50 Jahren — noch im Wesentlichen richtig; namentlich verdient hervorgehoben zu werden, dass Lipold bereits damals die dolomitische Natur der Kalke vom Hahnrain richtig erkannt hat.

Meine hier vorliegende Skizze bezweckt daher in erster Linie, diesen in gänzlich ungerechtfertigte Vergessenheit gerathenen Aufsatz in einem moderneren Gewande wieder an's Licht zu ziehen und möglichst vollständige Fossillisten anzufügen. Eine eigentliche Kartirung war schon wegen der Kürze der mir hierfür zu Gebote stehenden Zeit nicht möglich, weshalb ich es auch unterliess, mir die betreffenden Positionsblätter zu beschaffen. Die von mir benutzte Karte[1]) erwies sich leider in vielen Fällen durchaus ungenügend, einerseits wegen des zu kleinen Maassstabes — 1 : 50000 —, andererseits wegen des Fehlens eines dichteren Curvennetzes — nur Hundertmetercurven, die hier bei den an und für sich geringen Höhendifferenzen selbstverständlich nicht immer zur genaueren Orientirung ausreichten. Hingegen wurde mir dadurch eine sehr werthvolle Unterstützung zu Theil, dass Herr P. Sorgo, k. k. Oberbergverwalter in Dürrnberg, den Plan des dortigen Bergbaues im Grundriss und Aufriss für mich copiren und mit den wichtigsten Fixpunkten über Tag versehen liess, was mich in den Stand setzte, meine Beobachtungen möglichst vollständig einzutragen. Es ist mir eine angenehme Pflicht, diesem Herrn hierfür sowie für die sonstige vielfache Förderung meiner Studien meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Was zunächst die Topographie des Gebietes betrifft, so erweist es sich im Wesentlichen als ein, allerdings stark coupirtes Hochplateau, welches im Mittel 250 m über der Salzach und der Berchtesgadener Ache liegt, also ungefähr 700 m Seehöhe hat, aber auch noch verschiedene höhere Culminationspunkte von 900 bis beinahe 1000 m Seehöhe besitzt. Begrenzt wird dieses, im Umriss ungefähr dreiseitige Gebiet im Osten durch die Salzach, im Norden und Westen durch die Berchtesgadener Ache, im Süden durch die Gräben der Au, den Zinken und die Abtswaldhöhe — beide sind Ausläufer des Rossfeldes. Meine eigentlichen Untersuchungen erstreckten sich jedoch nur auf die Trias, und blieben demnach ausser Betracht der Jurazug zwischen Raspen und Hallein, der Jura der Barmsteine, das Schellenberger Neocomgebiet,

[1]) Specialkarte der Berchtesgadener Alpen, herausgegeben vom deutschen und österreichischen Alpenverein, 1885—87.

sowie die Trias-Jura-Höhen jenseits der Strasse Zill-Schellenberg und Zill-Berchtesgaden.

In diesem engeren Gebiete nun bestehen die meisten Höhen aus Cephalopoden führenden bunten Kalken, also aus Kalken der Hallstätter Facies, die häufig auf der Ost- und Nordseite sehr steil, nicht selten sogar mit senkrechten Wänden, nach Süden dagegen mässig, durchschnittlich mit 30 — 45° abfallen, nach Westen aber meist ganz allmählich verflachen und unter die Vegetationsdecke untertauchen. Die erwähnten Felswände verdanken ihre Entstehung zahlreichen Bruchlinien, auf welche ich jedoch erst später näher eingehen will. Hier sei nur soviel bemerkt, dass es einzig und allein Bruchlinien sind, welchen das Terrain seine jetzige Gestaltung verdankt, Faltung ist über Tag nirgends zu beobachten. Lediglich die Schichtenfolge im Wolfgang-Dietrichstollen scheint durch eine Art Faltung bedingt zu sein, allein auch diese war sicher mit Brüchen verbunden, denn nur durch solche ist der Wechsel der Neocom- und Jura- (?) Schichten in dem höher gelegenen Johann-Jacobstollen zu erklären.

Was zunächst die Orographie des Gebietes betrifft, so haben wir die höchste Erhebung im Lärcheck und dem benachbarten Lärcheckkopf (auch Lärcheckwald). Merkwürdigerweise besteht gerade das Lärcheck aus den ältesten Triaskalken, die in diesem Gebiete vorkommen. Beide Höhen befinden sich in der Südwestecke des untersuchten Reviers. Oestlich davon liegen der etwas niedrigere Hahnrain und verschiedene kleinere Felspartien, darunter der Moserstein neben der Kirche vom Dürrnberg. Nordwestlich von diesem haben wir die beiden Felskuppen von Wallbrunn und hinter diesen das Felsplateau vom Eckbauern, das gegen Norden sehr steil abfällt. In dieser Einsenkung verläuft die Hallein-Berchtesgadener Strasse. Von hier an steigt das Terrain gegen Norden zu wieder in zwei Terrassen an; die höhere derselben ist der Rappoltstein. Auch östlich von dieser Kuppe sehen wir mehrere Terrassen, auf denen die Barmsteinlehen liegen. Nördlich von diesen, also direct neben den Barmsteinen befindet sich die letzte Kuppe, welche noch aus Triaskalken besteht. Im Osten unseres Gebietes, ebenfalls noch nördlich der genannten Strasse, liegt das Aiglköpfl, südlich davon der Luegstein. Beide fallen sehr steil, in ihrer unteren Partie sogar senkrecht gegen das Salzachthal, bezw. gegen den von Süden kommenden Raingraben zu ab. Ihre Höhe beträgt jedoch nur etwas über 200 m über dem Salzachspiegel, während der Rappoltstein und Wallbrunn eine relative Höhe von über 300, der Hahnrain von über 400, und Lärcheck und Lärcheckkopf von über 500 m erreichen. Im oberen Theil des Raingraben haben

wir die treppenförmig ansteigenden Felskuppen des Steinbergwiesen- und Putzenköpfl (auch hinterer Ramsaukopf genannt), letzteres ebenso wie der schon erwähnte gegenüberliegende Moserstein etwas mehr als 300 m über dem Salzachspiegel. Der südlichste Punkt, an welchem Triaskalke vorkommen, ist das Brunnerhölzl — Rudolphköpfl der Lipold'schen Karte. Wir haben also einmal ein allgemeines Ansteigen der Kuppen in der Richtung von Ost nach West und ausserdem im nördlichen Theil ein solches von Süd nach Nord, im südlichen Theile dagegen ein Ansteigen von Nord nach Süd: eine Terraingestaltung, die schon von vorn herein die Anwesenheit verschiedener Längs- und Querbrüche vermuthen lässt. Alle diese genannten Kuppen bestehen aus Triaskalken und zwar vorwiegend aus solchen der Hallstätter Facies. Zwischen diesen Kuppen befinden sich Felder und Wiesen mit theilweise sehr steiler Böschung, welche die Untersuchung wesentlich erschweren, denn die Vegetationsdecke hat hier keineswegs ausschliesslich Quartärablagerungen ihr Dasein zu verdanken, wir müssen vielmehr allenthalben auf Partien von Jura und Kreide gefasst sein, welche ehemals die Triasschichten gleichmässig bedeckt haben, wie sie noch jetzt im Süden am Zinken und Rossfeld und im Norden zwischen den Barmsteinen und Schellenberg geschlossene Gebiete einnehmen. Auch das Haselgebirge, welches eigentlich unter den Triaskalken liegen sollte, scheint mehrfach bis an die Oberfläche zu reichen.

Das Quartär dürfte wohl nirgends besonders mächtig sein. Bedeutendere Moränen sah ich nur beim Aiglbauer und beim Wegscheidwirthshaus, also in jener Depression, durch welche die Strasse von Hallein nach Zill führt. Allerdings habe ich zwar offen gestanden sehr wenig auf das Vorkommen von Quartär geachtet, allein trotzdem halte ich mich für berechtigt, das Quartär in unserem Gebiete für etwas sehr Nebensächliches zu erklären. Erst jenseits der Landesgrenze westlich von Wallbrum und vom G'märk ab in die bayrische Au und von hier bis zur Laros spielen Moränen und Schuttmassen eine wichtigere Rolle.

Statt des Diluvium liegt auf der Trias vielmehr sehr häufig Jura — Plassen- resp. Barmsteinkalk und Aptychen-Schichten — und Neocom — Schrambachschichten, hellgraue, plattige Kalkmergel, und Rossfeldschichten, dunkle Sandsteine. Jura findet sich auf dem Weg von Zill nach den Barmsteinen dicht an der Landesgrenze und stösst hier östlich und westlich an norische Hallstätter Kalke. Blöcke von Rossfeldschichten finden sich ungemein häufig an dem Wege von Zill nach dem Lärchlehen — vor dem Dolomit, sodass man wohl an verwitterte Schichtenköpfe denken möchte. Ebenso scheint beim Barmsteinlehen zwischen den

Hallstätter Kalken und dem Jura von Barmstein Neocom zu existiren. Besonders bezeichnend ist jedoch der Nachweis von Kreideschichten an der Strasse nach Dürrnberg, oberhalb des Wirthshauses zur Sonne. Vor zwei Jahren wurde hier, wo man am ehesten Quartär erwartet hätte, bei Errichtung einer Stützmauer in einem Aufschlusse von nur wenigen Metern ein Mergel angeschnitten, in dem sich zwei höchst charakterische Fossilien fanden, nämlich *Lytoceras subfimbriatum* d'Orb. und *Inoceramus Cripsi* Mant., also nicht blos Neocom, sondern sogar auch Senon, welch' letzteres überhaupt bisher noch gar nicht aus dem Gebiete bekannt war. Ich verdanke beide Belegstücke Herrn P. Sorgo, habe sie jedoch der Salzburger geologischen Sammlung überlassen. Uebrigens hat auch bereits Lipold auf seiner Karte an dieser Stelle Neocom, Schrambachschichten, eingetragen. Sie gehören jedenfalls jener mächtigen Jura-Kreide-Partie an, welche in den noch näher zu besprechenden Stollen, im Johann-Jacobstollen sogar noch über die Landesgrenze hinaus angefahren wurde, auf Hallstätter Kalken ruht und ihrerseits vom Haselgebirge überlagert wird.

Stratigraphischer Theil.

Buntsandstein.

Das älteste Glied, die Unterlage der zu Tage tretenden Triasschichten, bildet theoretisch der Buntsandstein, doch ist derselbe im eigentlichen Halleiner Gebiete nirgends aufgeschlossen und anscheinend auch nicht einmal im Dürrnberger Salzbergbau anzutreffen. Erst im Thale der Berchtesgadener Ache bei Schellenberg steht dieses Gestein an und wird nach den Angaben v. Gümbel's und Böse's von Hallstätter Kalk überlagert, der nach v. Gümbel hier *Monotis salinaria* enthält. [1]) Wahrscheinlich ist dies jedoch keine ganz normale Lagerung. Ein weiterer Punkt, wo nach v. Gümbel [2]) Buntsandstein vorkommen soll, ist das Rossfeld. Bittner [3]), der diese Localität genauer untersucht hat, giebt zwar die Möglichkeit zu, dass dort wirklich Werfener Schiefer seien, war jedoch bei dem Fehlen von Fossilien nicht im Stande, dies direct zu bestätigen resp. zu widerlegen. Er versucht mehrere Erklärungen für das etwaige Vorkommen so alter Schichten in innigstem Contact mit so jungen Schichten

---

[1]) Auch in der Salzburger Sammlung befinden sich Stücke von *Monotis salinaria* von dieser Localität.
[2]) Geologische Karte, Blatt V, Berchtesgaden.
[3]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 238.

wie Neocom, ohne sich jedoch definitiv für irgend eine Annahme zu entscheiden.

Ich habe diese Localität mehrmals besucht, bin jedoch überzeugt, dass hier wenigstens da, wo die v. Gümbel'sche Karte Buntsandstein verzeichnet, sicher kein solcher vorhanden ist, vielmehr tritt daselbst nur ausgewitterter, stark zersetzter Jurahornstein zu Tage, der allerdings ein sandiges Aussehen und nicht selten sogar röthliche Farbe besitzt und daher jedenfalls zu diesem Irrthum Anlass gegeben hat. An einer anderen Stelle hingegen, in ziemlicher Nähe davon, könnte jedoch vielleicht wirklich Buntsandstein vorhanden sein, nämlich auf der Westseite der Kuppe neben den Rossfeld-Almhütten. Die Kuppe selbst besteht nämlich aus Dolomit und wäre, sofern sich dieser als Ramsaudolomit erweisen sollte, immerhin eine Unterlagerung durch Buntsandstein denkbar. Ich halte es jedoch für wahrscheinlicher, dass dieses dolomitische Gestein eher eine locale Ausbildung des Jura-Plassenkalkes vom Zinken darstellt, denn dieser Dolomit hat mit echtem Ramsaudolomit nicht die geringste Aehnlichkeit. An und für sich wäre freilich das Auftreten von älteren Triasschichten in diesem Theile unseres Gebietes nicht ganz ausgeschlossen, da ja vom Wolf-Dietrichstollen an alle Schichten in der Richtung von Nord nach Süd ansteigen, so dass also selbst der im eigentlichen Halleiner Gebiete nicht beobachtete Buntsandstein weiter südlich irgendwo zu Tage treten könnte.

Das Haselgebirge.

Nach Analogien mit dem sonstigen Vorkommen von Steinsalz dürfen wir annehmen, dass auch das Salzlager von Dürrnberg dem Horizonte des Reichenhaller Kalkes, also der oberen Abtheilung des Buntsandsteins, angehört, wenn auch derselbe weder über Tag, noch im Bergbau direct zu beobachten ist. Es ist vielleicht nicht undenkbar, dass derselbe überhaupt überall da gänzlich fehlt oder doch recht schwach entwickelt ist, wo wie hier das Salzlager ziemliche Mächtigkeit besitzt und so gewissermaassen als Facies des Reichenhaller Kalkes erscheint. Ebenso kann es vielleicht auch noch den untersten Theil des Ramsaudolomits vertreten, wenigstens ist derselbe in der Schichtenfolge Haselgebirge — Facies der Hallstätter Kalke — diese natürlich im weitesten Sinne, so dass sie auch noch den Lärcheckkalk umfassen — nirgends mit voller Sicherheit nachgewiesen, wenn auch sein Vorkommen am Hahnrain, wo er unzweifelhaft dem Haselgebirge aufliegt, doch wohl in der Weise erklärt werden könnte, dass wir es hier mit einer normal auflagernden und mit dem Haselgebirge emporgehobenen Masse zu thun haben.

Leider hat es Lipold unterlassen, die tektonischen Verhältnisse des Dürrnberger Salzlagers zu erklären. Er erwähnt nur[1], dass das Salzlager an verschiedenen Stellen an Kalk stösst, kann aber in diesem nicht die wirklichen Grenzen desselben erkennen, da ja auch hier wiederholt Kalke beobachtet worden seien, die ringsum von Haselgebirge eingeschlossen sind. Es besteht daher nach ihm kein Grund zur Befürchtung, dass das Salzlager nach unten zu sich verenge. Er hält es zwar auch mit Recht für älter, als die Kalke, denen es aufliegt, ohne jedoch eine Erklärung für diese merkwürdige Lagerung zu versuchen.

Nach v. Gümbel[2]) wäre die „Zwischenlagerung des Salzgebirges zwischen Hallstätter Kalk nur Folge einer Umkippung in der Lagerung, wie das Umbiegen der Schichten über Tage im Untersteinberg — der Stollen unter dem Moserstein — deutlich erkennen lässt.“ Dieses Umbiegen der Schichten über Tag existirt jedoch in Wirklichkeit überhaupt nicht. Es fallen zwar allerdings die Kalke des Mosersteins nach Süden ein, hingegen lässt sich das supponirte Nordfallen der Kalke am Wolf-Dietrichstollen nicht im Entferntesten nachweisen, es ist vielmehr lediglich auf ein paar unbedeutende Partien beschränkt, die sich ohne Weiteres als verrutschte Massen zu erkennen geben. Eher als von einem Nordfallen könnte man im Raingraben noch von einem Ostfallen sprechen, allein auch hier handelt es sich nur um Rutschungen. Die Hauptmasse der Kalke vom Wolfgang-Dietrichstollen bis hinauf zum Putzenköpfl haben vielmehr südliches Einfallen. Sie steigen nach Süden treppenförmig an. Uebrigens erstrecken sich die Hallstätter Kalke des Wolfgang-Dietrichstollen überhaupt nicht unter das eigentliche Salzlager, wie die noch zu besprechende Schichtenfolge im Wolf-Dietrich- und Johann-Jakobberg auf's allerdeutlichste ersehen lässt. Die angebliche Umkippung ist mithin gänzlich unbewiesen. Ueberdies bilden auch die norischen Hallstätter Kalke des Mosersteins ohnehin auf keinen Fall das ursprüngliche, unmittelbare Hangende des Haselgebirges, denn es müssten bei vollkommen normaler Lagerung viel ältere Triasglieder — zum mindesten Kalke der karnischen Stufe — zwischen ihnen und dem Haselgebirge eingeschaltet sein. Ihre Auflagerung auf dem Haselgebirge ist jedoch nur eine ganz zufällige und kann daher für sich allein keinen Ausschlag geben bei der Erklärung der geologischen Verhältnisse. Wir sind vielmehr, wenn wir eine solche Deutung unternehmen wollen, genöthigt, alle Stollen zu untersuchen, an welchen das Salzlager mit

[1]) Der Salzberg am Dürrnberg. Jahrb. k.k. geol. R.-A., 1854, p. 607.
[2]) Geologische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges, p. 172.

anderen Schichten in Berührung kommt. Dies hat nun auch bereits vor v. Gümbel Lipold gethan und zwar in so musterhafter Weise, dass unsere Untersuchungen lediglich Aenderungen in der Bestimmung einzelner Schichten bringen können. Nur mit seinen Schlussfolgerungen möchte ich mich nicht ganz einverstanden erklären, denn es zeigt sich deutlich genug, dass wirklich eine Verengerung des Salzlagers nach der Tiefe zu stattfindet, wie aus folgender Darstellung hervorgehen dürfte.

Die Ostgrenze des Salzlagers wird gebildet durch die verschiedenen Kalke des Wolf-Dietrich- und Johann-Jacobberges, die Nordgrenze durch die Hallstätter Kalke von Wallbrunn und die Kalke beim Schwarzenbauer. Es ist hierbei höchst bemerkenswerth, dass der Wolf-Dietrichstollen das Salzlager erst bei 1876 m, der um 93 m höhere Johann-Jacobstollen dagegen schon bei 1100 m erreicht, während der 37 m über diesem befindliche Untersteinbergstollen bereits nach 420 m das eigentliche Haselgebirge erschliesst. Die Ostgrenze des Salzlagers rückt demnach in der Nordostecke mit zunehmender Tiefe immer weiter nach Westen und ist also hier schon unzweifelhaft die Verengerung nachgewiesen. Leider sind die alten abgebauten Lager gegen den Zinken zu nicht mehr zugänglich, weshalb ich nicht auf Grund directer Beobachtungen anzugeben vermag, welche Schichten hier das Haselgebirge unterteufen, doch besteht sehr grosse Wahrscheinlichkeit, dass die bereits im Johann-Jacobstollen auftretenden Kalke auch hier unter dem Haselgebirge hindurchziehen und zwar nach Süden ansteigend, so dass die Verengerung des Salzlagers nach der Tiefe zu für die ganze Ostgrenze gelten dürfte. Sie wird aber auch für die Südgrenze höchst wahrscheinlich, denn hier treffen wir im Johann-Jacobsberg beim stinkenden Wasserl, nahe dem Mäuselgraben, einen weissen und im Hauerschachtricht — in der noch höher gelegenen Thinnfeld-Etage — einen grauen Kalk. Der letztere liegt dem Zinken näher, mithin weiter östlich und darf jedenfalls eher für Jura- als für Triaskalk angesprochen werden. Es würde sich also die Vermuthung bestätigen, dass auch in südöstlicher Richtung das Salzlager auf jüngeren Schichten und zwar hier auf Jura ruht. Der weisse Kalk vom „Stinkenden Wasserl“ stellt wahrscheinlich die Fortsetzung des Plassenkalkes von der Westseite des Zinken dar, die auf einer Verwerfung in die Tiefe versunken ist. Er streicht nach der Angabe v. Lipold's von SO. nach NW. und fällt mit 50° nach NO. unter das Salzlager ein. Auch im benachbarten Mäuselgraben-Tagschurf steht dieser Kalk nach 46 m an und scheint demnach auf der ganzen Südseite das Salzlager zu be-

grenzen, was natürlich eine Verengerung dieses letzteren nach der Tiefe hin zur Folge hätte.

Leider ist im Nordwesten, wo sehr wichtige Aufschlüsse über die Beziehungen des Salzlagers zu den Kalken des Lärcheckwaldes und des Madelköpfl zu erwarten wären, der Bergbau nirgends bis zum Anstehen des Kalkes fortgesetzt worden. An ersterem Punkte treffen wir über Tag Ramsaudolomit und weissen Zillerkalk, doch fällt letzterer nicht wie der Jurakalk vom Stinkenden Wasserl nach NO., sondern nach SW. ein. Die Kalke beim Schwarzenbauer streichen theils WO., theils SW.-NO. und fallen 45° S. resp. SO. Es ist daher ziemlich wahrscheinlich, dass sie wenigstens in grösserer Tiefe unter das Salzlager einschiessen, und bliebe also nur noch die Möglichkeit einer weiteren Erstreckung des Salzlagers in westlicher Richtung, unter den Lärcheckwald hinein. Auch wäre es nicht ausgeschlossen, dass auch unter dem nahezu horizontal liegenden Muschelkalk des Lärchecks noch ein solches vorhanden wäre, und zwar müsste sich dieses Salzlager noch dazu in nicht allzu beträchtlicher Tiefe befinden, da nicht anzunehmen ist, dass dieser Muschelkalk und etwaige noch unter ihm liegende Zwischenschichten besonders grosse Mächtigkeit besässen.

Ausser den bisher erwähnten, an das Haselgebirge grenzenden Kalken existiren solche auch im Obersteinbergstollen bei 100 m vom Stollenmundloch. Eine der mitgenommenen Proben ist ein dünnbankiger, hellgrauer Kalk, der am ehesten an Aptychen-Jura — Oberalmer — oder an Neocom — Schrambachschichten — erinnert, die übrigen sind dunkle, splittrige, dickbankige Kalke, die wohl der Trias angehören. Ihre starke Verdrückung und die Anwesenheit von sehr viel Kalkspath lässt auf anormale Lagerung schliessen. Nach v. Lipold (l. c., p. 605) kommen in dieser Etage auch noch an zwei weiteren Stellen Kalke vor, nämlich im Thanner Schachtricht und im Hieronymus-Anlage-Schachtricht. Beide Stellen sind jetzt nicht mehr zugänglich, doch ist es ziemlich wahrscheinlich, dass hier — 130 Klafter, also ca. 250 m vom Stollenmundloch — die Liegendschichten des Mosersteins oder des Buchstalls angefahren wurden, also wohl Hallstätter Kalk resp. Ramsaudolomit. Ausser diesen Kalken ist noch an verschiedenen Stellen „Glanzschiefer“ aufgeschlossen worden. Da jedoch sein geologisches Alter weder aus Petrefactenführung, noch aus seinem petrographischen Charakter, noch auch aus seinen Lagerungsverhältnissen mit voller Sicherheit zu ermitteln ist, so konnte ich mich damit begnügen, bezüglich des Vorkommens dieses Schiefers die Angaben v. Lipold's zu citiren. Wir treffen diese Glanzschiefer im letzten Theile des Obersteinbergstollens an den

Hofstattwässern in der Nähe des Leitenlehen und des Mäuselgraben, ferner im Knorr- und Lobkowitz-Querschlag des Georgenbergstollens, südwestlich von Hahnrain, ebenfalls in der Nähe des Leitenlehen, ferner am südwestlichen Ende des Teufenbachstollens in der Nähe des Zinken und im Untersteinbergstollen an der Grenze des Haselgebirges. An allen diesen Punkten bilden sie vermuthlich die wirkliche Grenze des Haselgebirges. Dagegen werden Glanzschiefer zweimal vom Thinnfeld-Anlage-Schachtricht, der unter dem Teufenbachstollen liegt, durchörtert, und handelt es sich daher in diesem Falle um losgetrennte, in das Salzlager eingeschlossene Partien dieses Schiefers. Ob derselbe durchwegs das nämliche Alter besitzt oder nicht, lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden. Auf keinen Fall haben wir es jedoch mit einer ursprünglichen Bildung zu thun, vielmehr verdanken diese Schiefer ihr Aussehen stattgehabten Verrutschungen und Verdrückungen. Was ihr Alter betrifft, so besteht immerhin einige Wahrscheinlichkeit, dass sie in's Neocom gehören dürften, das wohl theils normal auf Jura, theils direct auf Trias liegt.

Auf dem Salzlager liegen über Tag noch einige Partien Hallstätter Kalk und Ramsaudolomit, die z. Th. schon im Vorhergehenden erwähnt wurden. Es sind dies der Ramsaudolomit vom Buchstall und vom Hahnrain, der Hallstätter Kalk vom Reithfelsen, von der Nordostecke des Hahnrains und einem Felsen an dem Wege nach dem bayrischen G'märk. Von ihnen verdient namentlich die ziemlich ansehnliche Kuppe des Hahnrains grösseres Interesse, denn sie zeigt, da sie von dem hochgelegenen Pansenberger Schachtricht — in der Etage des Georgenberges — unterfahren wird, sehr deutlich, dass diese Kalk- und Dolomitpartien wohl nur oberflächlich dem Haselgebirge aufgesetzt sein können. Schon v. SCHAFHÄUTL[1]) hat diese Auflagerung des Dolomits vom Hahnrain auf dem Salzlager richtig erkannt. Bei den kleineren ist diese Auflagerung ganz sicher auch nur eine rein zufällige, hingegen wäre es wohl denkbar, dass die relativ grosse Masse von Ramsaudolomit des Hahnrains doch auch das wirkliche und ursprüngliche Hangende des Salzlagers darstellen könnte.

Bevor ich es jedoch versuche, auf Grund dieser Daten eine Erklärung der tektonischen Verhältnisse des Salzlagers zu geben, möchte ich noch die Schichtenfolge in den tieferen Stollen schildern. Der Wolfgang-Dietrichstollen liegt etwa 550 m über dem Meere und verläuft ziemlich genau in südöstlicher Richtung. Das Salzlager erreicht er erst bei 1850 m, also erst 206 m jenseits

---

[1]) Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges, 1851, p. 120.

der Landesgrenze. Er ist nicht blos interessant wegen des mannigfachen Wechsels der durchörterten Schichten, sondern besonders deshalb, weil er in einer Tiefe von 270 m unter der Kuppe von Wallbrunn durchzieht, gerade hier aber ganz andere Schichten aufschliesst, als dort über Tag zu beobachten sind. Doch erklärt sich dies auch ohne Weiteres aus dem Neigungswinkel der dortigen Schichten. Da nämlich der hier anstehende Draxlehner Kalk mit 35° Süd einfällt, so kann er, selbst wenn er in grössere Tiefe fortsetzen sollte, von diesem Stollen nicht mehr angeschnitten werden, sondern muss vielmehr von demselben unterfahren werden, sofern nicht etwa grössere Störungen vorhanden sein sollten.

Der Wolfgang-Dietrichstollen hat folgende Gesteine:

1.	0—20	bunter, norischer Hallstätter Kalk.	
2.	20—120	heller, z. Th. krystallinischer Kalk mit kleinen Arcesten und Halobienbrut. Karnischer Hallstätter Kalk.	
3.	120—160	grauer, plattiger, stark verdrückter Kalk.	
4.	160—500	Ramsaudolomit.	
5.	500—540	weisser, dichter Kalk, ähnlich dem von Zill.	
6.	540—550	graugrüner, knolliger Kalk	verdrückter Hallstätter Kalk.
7.	550—560	rother, thoniger, knolliger Kalk	
8.	560—620	graugrüner, knolliger Kalk	
9.	620—850	weisser, dichter Kalk, ähnlich dem von Zill.	
10.	850—860	rother u. grauer, knolliger Kalk, ähnlich No. 7.	
11.	860—940	dunkelgraue Kalke mit Hornstein, zweifelhaft ob Trias, bei 900 m W-O. streichend, flach S. fallend.	
12.	940—1150	Ramsaudolomit.	
13.	1150—1400	grauer, plattiger, stark verdrückter Kalk, ähnlich No. 3, eine Probe mit viel Hornstein.	
14.	1400—1740	grauer Hallstätter Kalk, an Landesgrenze — 1680 m —, hell und ganz typisch.	
15.	1740—1760	weisser Kalk, ähnlich dem von Zill.	
16.	1760—1850	grauer, verdrückter Hallstätter Kalk; z. Th. auch bunt, WO. streichend, flach S. fallend.	
17.	1850—1866	Glanzschiefer.	
18.	1866—1876	thoniges Gestein, vielleicht schon Haselgebirge.	

Wenn nun auch die Deutung dieser verschiedenen Kalke nicht immer leicht ist, da die Gesteine im Bergbau namentlich

in frischem Zustande sehr häufig ein ganz anderes Aussehen besitzen als über Tage, und überdies das Abschlagen brauchbarer, grösserer Proben in den durch Schrämmarbeit hergestellten Stollen nur selten gelingen will — die Beobachtung von Streichen und Fallen ist hier ohnehin fast vollständig ausgeschlossen, ausser bei weicheren, bröckligen oder plattigen Gesteinen —, so geht aus dieser Darstellung doch wenigstens soviel hervor, dass der Aufbau der Basis des Salzgebirges ein unendlich viel complicirterer ist, als man bisher anzunehmen geneigt war.

Ungemein werthvoll für die Erkenntniss der Schichtenfolge ist das zweimalige Auftreten von unzweifelhaftem Ramsaudolomit und des an ihn angrenzenden Kalkes No. 3 und No. 14. Ihre Aufeinanderfolge macht es höchst wahrscheinlich, dass der Stollen zwei vor einander geschobene Systeme von Triasschichten durchörtert.

Der Johann-Jacobstollen liegt ca. 95 m über dem Wolfgang-Dietrichstollen und trifft bei 1100 m, also erst 6,5 m jenseits der Landesgrenze, das Haselgebirge. Ich konnte hier folgende Gesteine unterscheiden:

1.	0—60	Geröll und regenerirtes Haselgebirge.
2.	60—100	dickbankiger, grauer Kalk mit viel Kalkspath, steil nach Ost fallend.
3.	100—150	hellgrauer und weisslicher, dichter Kalk — Hallstätter Kalk?
4.	150—160	dickbankiger, schwarzer Kalk; sehr zweifelhaft, ob Trias.
5.	160—200	hellgrauer, dünnbankiger Kalk wie am Brunnerhölzl.
6.	200—260	hellgrauer Kalk wie No. 3. Schichtung nicht erkennbar. [1])
7.	260—280	dunkelgrauer Kalk wie No. 2. Desgl.
8.	280—300	röthlicher, dickbankiger Hallstätter Kalk. Desgl.
9.	300—320	weisser Kalk. Ziller Kalk. Desgl.
10.	320—400	rother und grüner Mergel mit bunten Kalkknollen — thoniger Hallstätter Kalk?
11.	400—420	hellgrauer, splittriger Kalk.
12.	420—480	rother, verdrückter, thoniger Kalk; sehr zweifelhaft, ob Trias.
13.	480—500	grauer, verdrückter, thoniger Kalk, flach S. fallend, WO. streichend; sehr zweifelhaft ob Trias.

[1]) No. 5 u. 6 in Zeichnung als Hallstätter Kalk zusammengefasst.

14.	500—530	graugrüner und rother verdrückter Kalk.
15.	530—600	rother, stark verdrückter Kalk.
16.	600—820	grauer und rother, dünnbankiger Kalk, von etwa 740 m an stark verdrückt.
17.	820—980	schwarze und graue, plattige Kalke u. Mergel, bei 900 m
18.	980—1000	grauer Hallstätter (?) Kalk.
19.	1000—1040	bunter Hallstätter (?) Kalk.
20.	1040—1100	grauer, splittriger Kalk, wie am Brunnerhölzl.

Diese Schichtenfolge[1]) gestattet keine genauere Deutung. Es scheint nur soviel sicher zu sein, dass wir es mit zwei Schichtencomplexen zu thun haben, von denen der eine stark aufgerichtet ist wie die Hallstätter Kalke im Raingraben, der andere aber wenig gestört zu sein scheint. Möglicherweise schiebt sich zwischen beide Kalkpartien eine Partie Neocom (420—500 m) ein, die ihrer Lage nach einerseits recht wohl mit dem dunklen hornsteinreichen Kalke (No. 11) des Wolfgang-Dietrichstollen in Zusammenhang stehen könnte, welcher Kalk dann etwa als Jura zu deuten wäre, und ebenso andererseits mit dem über Tag ohnehin nachgewiesenen Neocom bei den untersten Häusern von Dürrnberg verbunden sein könnte, auf welches Vorkommen ich schon in der Einleitung aufmerksam gemacht habe. In dem Stollenprofil habe ich die Partien von 500 m an grösstentheils als Hallstätter Kalke bezeichnet. Viele der mitgenommenen Proben haben jedoch fast mehr Aehnlichkeit mit Aptychen-Schichten, so dass also diese Partien eher als Jura zu deuten wären.

Der Untersteinbergstollen, 37 m oberhalb des Johann-Jacobstollen, trifft bei etwa 400 m das Haselgebirge. Er durchörtert folgende Schichten:

---

[1]) Die Untersuchung in diesem Stollen wurde dadurch erschwert, dass zu den ohnehin schon so vielfachen Manipulationen noch die Messungen mit dem Bandmaasse hinzukamen, die im Wolf-Dietrichstollen unterbleiben konnten, da hier die Distanzen von 50 zu 50 m auf Tafeln angegeben sind. Ausserdem habe ich im Johann-Jacobstollen die Untersuchung der Schichtenfolge nicht vom Stollenmundloch zur Landesgrenze, sondern in umgekehrter Richtung vorgenommen, weshalb eine vollständige Umrechnung, mithin eine neue Fehlerquelle gegeben war. Ich erwähne diese Dinge, um mir etwaige Vorwürfe zu ersparen, möchte aber bemerken, dass wohl jeder Fachgenosse, der ähnliche Untersuchungen wie ich zum ersten Male in einem Bergwerk vorgenommen hat, selbst gefunden haben dürfte, dass die hierbei nöthigen Hantirungen, die schon über Tag genug Aufmerksamkeit erfordern, hier gar nicht so einfach und leicht von Statten gehen, als man glauben sollte.

1. 0—150 Geröll und regenerirtes Haselgebirge.
2. 150—180 hellgraue, mergelige, dünnplattige Kalke — Neocom?
3. 180—230 hellgraue und bunte Kalke (Hallstätter Kalke).
4. 230—270 dickbankige, brecciöse, dunkelgraue Kalke mit viel Kalkspath, jedenfalls Trias.
5. 270—300 graugrüner, splittriger, stark verdrückter Kalk; Hallstätter Kalk?
6. 300—400 hellgraue und dunkle mergelige Kalke wie No. 2 — Neocom?

An der Grenze des eigentlichen Salzlagers sind stark verdrückte, dunkle Schiefer aufgeschlossen, doch erhielt ich auch fast am Ende des Kalkes eine Probe, die dem Kalke vom Brunnerhölzl, also einem Triaskalk, sehr ähnlich sieht. Es ist in diesem Stollen anscheinend eine Partie Hallstätter Kalk zwischen Neocom eingeschaltet; sie zeigt bei 190 m steiles Einfallen nach Ost.

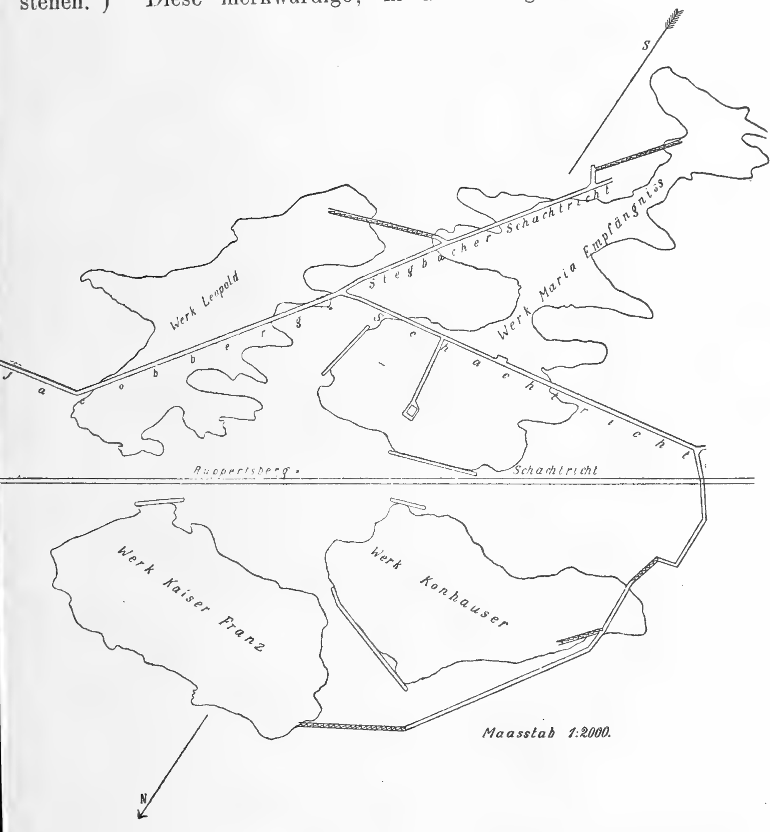
Der Obersteinbergstollen, 36 m über dem vorigen, wurde schon früher erwähnt. Er trifft bei 100 m das Salzlager, das hier theils an hellgraue, theils an dunkle Kalke grenzt. Letztere gehören sicher der Trias an und bilden wohl das Liegende des Mosersteins; die helleren Probestücke erinnern an den Kalk vom Brunnenhölzl. Leider ist der grösste Theil dieses Stollens gezimmert oder gemauert, so dass nur eine ganz kurze Strecke der Beobachtung zugänglich bleibt.

Die noch höher gelegenen Stollen setzen gleich im Haselgebirge auf und bieten daher kein weiteres Interesse.

Aus den geschilderten Verhältnissen — Schichtenfolge in den tieferen Stollen und den Berührungspunkten des Haselgebirges mit anderen Schichten — ergiebt sich ohne Weiteres, dass seine Lagerung auf keinen Fall eine normale sein kann, denn allenthalben ruht es auf Schichten, die unzweifelhaft ein geringeres Alter besitzen, als das Haselgebirge selbst. In den meisten Fällen gehören sie gar nicht einmal der Trias, sondern vielleicht dem Jura, z. Th. aber auch dem Neocom an. Die jüngeren Schichtencomplexe bildeten ursprünglich auf dem Hallstätter Kalk eine gleichmässige Decke, wurden aber bei der Gebirgsbildung in mehrere Schollen zerbrochen, die z. Th. zwischen Triasschichten einsanken, z. Th. aber auch, wie die Schichtenfolge im Johann-Jacobstollen zeigt, anscheinend übereinander geschoben wurden. Die Oberfläche dieses Trias-Jura?-Neocom-Massivs steigt, wie die Verhältnisse in der Richtung vom Wolf-Dietrichstollen gegen den Zinken zu erkennen lassen, von Nord nach Süd an, und auf dieser geneigten Ebene hat sich das Haselgebirge mit einigen ihm aufsitzenden Partien von Ramsau-

dolomit und Hallstätter Kalk herauf geschoben. Wir haben es demnach unzweifelhaft mit einer echten Ueberschiebung zu thun, und zwar muss dieselbe in der Richtung von Nord nach Süd erfolgt sein.

Für diese Annahme sprechen nun auch noch andere Umstände. Vor Allem namentlich die Gestalt der Salzstöcke. Wenn wir die Bergpläne eines beliebigen Horizontes studiren, so sehen wir deutlich, dass die Axen der Salzstöcke die Richtung Nord-Süd einhalten, ihre seitlichen Ausläufer aber, die in das salzärmere Haselgebirge eingreifen, senkrecht zu der Axe der Salzstöcke stehen.[1]) Diese merkwürdige, in allen Etagen des Bergbaues



[1]) Die Skizze giebt das Leopold-, Maria Empfängniss-, Kaiser Franz- und Konhauser Werk im Rupertsberg, der Etage zwischen Johann-Jacob- und Wolf-Dietrichberg. Für die Ueberlassung dieses Bergplanes sage ich Herrn Oberverwalter P. Sorgo in Dürrnberg meinen verbindlichsten Dank.

beobachtete Parallelität der Salzstöcke — Kernstriche — kann doch auf keinen Fall eine zufällige sein. Ferner zeigen auch die Faltungen oder richtiger Stauchungen des Haselgebirges eine ausgesprochene Nord-Süd-Richtung. Ich glaube daher kaum zu irren, wenn ich diese Erscheinungen durch die Annahme einer stattgehabten Ueberschiebung zu erklären versuche, eine anderweitige bessere dürfte nicht leicht zu finden sein. Die Plasticität des Haselgebirges, die bei dieser Annahme vorausgesetzt werden muss, wird wohl von keiner Seite ernstlich in Zweifel gezogen werden. Eine weitere Stütze für die Annahme einer stattgehabten Ueberschiebung finden wir endlich auch in den Verhältnissen im Berchtesgadener Salzbergwerk. Auch hier ruht das Salzgebirge allenthalben auf jüngeren Schichten, nämlich theils auf Ramsaudolomit — Armansperg-Schachtricht —, theils auf Lias-Fleckenmergeln — Birkenfeld-Schachtricht —, theils und zwar im allertiefsten Theil des Bergbaues, im Kaiser Franz-Schacht, auf oberem Lias — Posidonomyen-Schiefern —; es hat daher dieses Salzlager eine Basis von Trias und Lias, seine Lagerung ist daher ebenfalls keine normale, vielmehr drängt sich auch die Annahme einer Ueberschiebung unwillkürlich auf. Es wäre vielleicht sogar nicht ausgeschlossen, dass bei sämmtlichen alpinen Salzlagern Ueberschiebung stattgefunden hätte, also auch bei jenen von Ischl, Hallstatt und Aussee einerseits und dem Haller Salzberg andererseits. Ich kenne dieselben zwar nicht aus eigener Anschauung, doch, glaube ich, sprechen wenigstens die Profile und Angaben in v. Hauer's Geologie der österreich-ungarischen Monarchie (1875), p. 351—353 keineswegs gegen die Annahme, dass auch diese Salzlager auf jüngeren Schichten — Hallstätter Kalk, Jura resp. Wettersteinkalk und Raibler Schichten — ruhen, mithin also ebenfalls als Beispiele für Ueberschiebungen gelten dürfen.

Es würde daher für unseren Fall, das Dürrnberger Salzlager, nur noch erübrigen, die Ursache der Ueberschiebung ausfindig zu machen. Da nun über die Richtung der Ueberschiebung, von Nord nach Süd, nicht wohl ein Zweifel bestehen kann, so haben wir natürlich auch nur im nördlichen Theile unseres Gebietes Aufschluss über diese Verhältnisse zu erwarten. Wie schon ein Blick auf die topographische Karte zeigt, verläuft von Zill bis gegen Hallein eine Einsenkung, neben welcher sowohl südlich, als auch nördlich, das Terrain ziemlich rasch ansteigt. Im nördlichen Theil erfolgt dieses Ansteigen allerdings weniger schroff, dafür aber deutlich stufenförmig, was mit ziemlicher Sicherheit darauf schliessen lässt, dass hier ein Absinken von Gesteinsmassen stattgefunden hat. Ein solches Absinken ist jedoch nur möglich, wenn die sinkenden Massen einen leeren Raum, den sie ausfüllen,

oder aber plastische Massen vorfinden, die sie durch ihre Schwere verdrängen, zu seitlichem Ausweichen zwingen können. Verstärkt wurde dieser Verdrängungsprocess vermuthlich auch noch dadurch, dass sich zugleich das jetzt zwischen Zill und dem Dürrnberger Kothbach befindliche Triasmassiv von Westen hereinschob, dessen ursprüngliche Lage wohl nördlich vom Lärcheck zu suchen sein dürfte. Unter welchem Hallstätter Kalkmassiv aber die ursprüngliche Lage des Haselgebirges war, ob nur unter den Schichten zwischen Wallbrunn und Hühnerleite, oder ob es sich z. Th. auch noch unter dem Massiv des Rappoltstein-Barmsteinlehens befand, wage ich nicht zu entscheiden.

Ziller Kalk.

Grosse Schwierigkeit bietet die Altersbestimmung eines rein weissen, klotzigen, sehr undeutlich geschichteten Kalkes, der in dem südlichen Steinbruch von Zill abgebaut wird. v. Lipold sprach ihn für Dachsteinkalk an, eine Annahme, die wirklich viele Berechtigung hat, da ja auch am benachbarten Untersberg rein weisser Dachsteinkalk vorkommt, und ausserdem der ebenfalls noch als Dachsteinkalk geltende Kalk im Kirchenbruch vom Adnet unserem weissen Kalk von Zill sehr ähnlich ist. v. Gümbel hingegen hielt ihn für Wettersteinkalk, eine Deutung, die jedoch durchaus ungerechtfertigt erscheint, insofern das Vorkommen von Wettersteinkalk im Gebiet des Ramsaudolomits von vorn herein ausgeschlossen ist. Bittner[1]) endlich hält den Ziller Kalk für das Liegende des Muschelkalkes vom Lärcheck und mithin für noch älter als letzteren. Diese weissen Kalke auf der Westseite des Lärchecks liegen indess in Wirklichkeit nicht flach unter dem Lärcheckkalk, sie fallen vielmehr von diesem weg steil nach Westen ein und sind von ihm aller Wahrscheinlichkeit nach durch Ramsaudolomit getrennt, wie der neue Aufschluss an der Strasse nach Au vermuthen lässt. Die Lagerungsverhältnisse gewähren also überhaupt keinen Anhaltspunkt für die Beziehungen der weissen Kalke zum Lärcheckkalk.

Ebensowenig geben die Verhältnisse im Ziller Bruch selbst Auskunft über das Alter dieses Kalkes, der hier südlich an Ramsaudolomit grenzt. Wir sind daher lediglich auf die Funde der leider hier überaus spärlichen Versteinerungen angewiesen. Der Freundlichkeit des Herrn Hans Schärghofer in Zill verdanke ich einige Bruchstücke von Bivalven und eine *Pleuroto-*

---

[1]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 319.

maria, die ganze Ausbeute von mehr als zwei Jahren, mehr konnte er trotz aller Achtsamkeit nicht bekommen.

Was zunächst die Bivalven-Bruchstücke betrifft, so glaubte ich einige Aehnlichkeit mit einem *Aviculopecten* aus bosnischem Muschelkalk — von Studencovic bei Serajewo — constatiren zu können. Bittner, dem ich diese Stücke zur Ansicht schickte, war ebenfalls geneigt, sie für *Aviculopecten* anzusprechen. Es lag also die Vermuthung nahe, den Ziller Kalk als Facies des Muschelkalkes zu deuten. Höchst problematisch blieb jedoch das Fragment eines *Pecten,* der am ehesten an *Janira* erinnert, insofern er ebenfalls fünf stärkere Radialrippen besitzt, zwischen denen je zwei schwächere zu beobachten sind.

Höchst überrascht war ich nun, als ich kürzlich von Herrn Schärghofer eine *Pleurotomaria* erhielt, die sich lediglich mit Stramberger Formen vergleichen lässt und insbesondere der *Pleurotomaria (Leptomaria) tithonia* Zitt. am nächsten steht. Das Stück ist freilich sehr mangelhaft erhalten, allein trotzdem ist die Aehnlichkeit mit jener Stramberger Form nicht zu verkennen; unter dem triadischen Material konnte ich keine einzige Art entdecken, die ihr auch nur im entferntesten ähnlich wäre. Es ist also die Identität des weissen Ziller Kalks mit dem tithonischen Plassenkalk des Salzkammerguts nicht ausgeschlossen, sie gewinnt vielmehr sogar sehr viel an Wahrscheinlichkeit, insofern auch die Gesteinsbeschaffenheit nahezu übereinstimmt und letzterer überdies im Halleiner Gebiet selbst vorzukommen scheint, wenigstens dürfte wohl der weisse Kalk auf der Westseite des Zinken und am „Stinkenden Wasserl“ im Dürrnberger Bergbau als Plassenkalk gedeutet werden.

Ehe jedoch aus dem Ziller Bruch nicht mehr und besser erhaltene Versteinerungen vorliegen, wage ich es nicht, das Alter dieses Kalkes definitiv zu bestimmen.

Ausser im Ziller Bruch findet sich, wie erwähnt, dieser weisse Kalk auch auf der Westseite des Lärcheck, am westlich davor gelegenen Brändelberg und allenfalls auch am Lärcheckkopf, zwischen dem Ramsaudolomit und den Hallstätter Kalken. Im Bergbau haben wir den Ziller Kalk im Wolfgang-Dietrichstollen wahrscheinlich an mehreren Punkten; das erste Mal nach Ramsaudolomit bei 500 m, dann wieder zwischen 620 und 850 m, und zuletzt an der Landesgrenze bei etwa 1500 m und zwar jedesmal zwischen Hallstätter Kalken.

Der Muschelkalk vom Lärcheck.

Die erste Mittheilung über das Vorkommen dieser merkwürdigen, sonst nur an wenigen Stellen im Salzkammergut und

in Bosnien — hier allerdings sehr häufig — vorhandenen Facies des Muschelkalkes im Berchtesgadener Lande verdanken wir Bittner[1], welcher in dieser Notiz folgende Arten von Cephalopoden anführt:

Ceratites trinodosus Mojs.
Gymnites Palmai Mojs.
Ptychites Seebachi Mojs.
Ptychites evolvens Mojs.
— *flexuosus* Mojs.
Daonella n. sp.

In seiner Monographie: Die Brachiopoden der alpinen Trias[2]) beschreibt er von hier:

Terebratula laricimontana Bittn.
Rhynchonella refractifrons Bittn.
Rhynchonella projectifrons Bittn.
Spirigera marmorea Bittn.
Retzia speciosa Bittn.

Im Herbst 1895 besuchte E. Böse mehrmals diese Localität, und habe ich alsdann zuerst in seiner Begleitung und später allein daselbst umfassende Aufsammlungen vorgenommen, welche folgende Arten lieferten:

Orthoceras campanile Mojs.
Nautilus cf. *quadrangulus* Beyr.
— cf. *subcarolinus* Mojs.
Ptychites flexuosus Mojs.
— *acutus* Mojs.
— *Oppeli* Mojs.
— *megalodiscus* Mojs.
Monophyllites sphaerophyllus Hau.
Gymnites incultus Beyr.
— *Humboldti* Mojs.
Pinacoceras Damesi Mojs.
Sturia Sansovinii Mojs.
Sageceras sp.
Hungarites aff. *Pradoi* Mojs.
Balatonites cf. *euryomphalus* Ben.
Procladiscites sp.
Arcestes Bramantei Mojs.
— *extralabiatus* Mojs.
Pecten sp.
Waldheimia cf. *angustifrons* Böckh.
Rhynchonella retractifrons Bittn.
— *refractifrons* Bittn.
— *protractifrons* Bittn.
— *projectifrons* Bittn.
Retzia speciosa Bittn.
Spirigera marmorea Bittn.
Spiriferina köveskalliensis Suess.
— *ptychitiphila* Bittn.

[1]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 318.
[2]) Abhandl. k. k. geol. R.-A., XIV, 1890, p. 39—46.

Merkwürdigerweise fehlen unter dem im Münchener Museum befindlichen Materiale gerade die von Bittner aufgezählten Arten mit Ausnahme des allerdings überaus häufigen *Ptychites flexuosus,* doch glaube ich diese Verschiedenheit der beiden obigen Fossillisten auf den Umstand zurückführen zu dürfen, dass wir eben an anderen Stellen gesammelt haben als Bittner. Wie sehr die Fauna je nach den Bänken wechseln kann, ergiebt sich schon daraus, dass ich aus einer Bank lediglich *Ptychites acutus* erhielt, welcher in der zweiten so fossilreichen wiederum gänzlich fehlt.

In faunistischer Beziehung hat der Lärcheckkalk und die mit ihm identischen Schreyeralmschichten mit zwei anderen alpinen Triasablagerungen einige Aehnlichkeit, nämlich einerseits mit dem Muschelkalk von Sintwag bei Reutte und andererseits mit einem allerdings etwas höheren Kalke von der Marmolata — Val di Rosalia —. An den ersteren erinnern die Cephalopoden, an den letzteren die Brachiopoden.

Mit dem Muschelkalk von Reutte hat der Kalk des Lärcheck gemein:

Nautilus quadrangulus Beyr.
Orthoceras campanile Mojs.
Ptychites flexuosus Mojs.
— *Oppeli* Mojs.
— *acutus* Mojs.
— *megalodiscus* Mojs.
Monophyllites sphaerophyllum Hau.
Gymnites incultus Beyr.
Arcestes extralabiatus Mojs.
Balatonites euryomphalus Ben.
Spiriferina köveskalliensis Suess.

Die Zahl der identischen Arten würde sich noch erhöhen durch die oben von Bittner angeführten:

Ceratites trinodosus Mojs.
und *Gymnites Palmai* Mojs.

Mit dem weissen Kalke der Marmolata hat der Lärcheckkalk nur gemein *Orthoceras campanile*, hingegen enthält der hellgraue Kalk von Val di Rosalia ebenfalls:

Rhynchonella protractifrons Bittn.
Retzia speciosa Bittn.
Spirigera marmorea Bittn.

Das Alter des Lärcheckkalkes stimmt somit weit mehr mit dem des Muschelkalkes von Reutte, als mit dem der Marmolata überein.

Was die Lagerungsverhältnisse dieses Muschelkalkes betrifft, so liegt er anscheinend nahezu horizontal mit ganz schwacher

Neigung nach Ost. Im Norden und Osten sind direct angrenzende Schichten überhaupt nicht aufgeschlossen, im Westen hingegen stossen weisslich gelbe, steil aufgerichtete Kalke ab, die dann auch, wie bereits bemerkt, den westlich vorgelagerten Brändelberg zusammensetzen und dem Kalke von Zill ungemein ähnlich sehen. Die Analogie mit letzterem Kalke wird auch noch dadurch um so grösser, dass sie anscheinend gleichfalls von Ramsaudolomit unterlagert werden, der dann im Esselgraben zu Tage tritt und augenscheinlich unter den weissen Kalk hineinzieht und zwar in scheinbar concordanter Lagerung. Bittner schreibt diesem Kalk ein noch höheres Alter als dem Lärcheckkalk zu, da er sich unter diesen hineinziehen soll, was aber doch schwerlich der Fall ist. Dieser weisse Ziller Kalk steht zum Lärcheckkalk in gar keiner näheren Beziehung, sondern grenzt nur zufällig an denselben.

Anders verhält es sich jedoch mit der Südost - Ecke des Lärcheck, näher gegen den Draxlehner Bruch zu. Hier schieben sich in der ganzen Bergflanke bunte Kalke der Hallstätter Facies ein und bilden das Liegende des Draxlehner Kalkes. Wie dieser fallen sie ziemlich steil nach Südwest ein, doch halte ich es für ziemlich wahrscheinlich, dass wir trotzdem eine directe Schichtenfolge zwischen Lärcheckkalk und dem Draxlehner Kalk vor uns haben, wenn auch in Folge eines Bruches die Hangendschichten abgerutscht und nach Südosten verschoben sind und dabei eine Neigung gegen Südwesten erhielten. Ob dieser Muschelkalk wirklich auf das Lärcheck beschränkt ist, oder auch an anderen Stellen des Halleiner Gebietes vorkommt, lässt sich vorläufig nicht entscheiden, doch vermuthe ich, dass auch die Kalke zwischen Eck- und Schwarzenbauer, vielleicht sogar auch die Kalke nördlich vom Eckbauer und der Hühnerleite dieser Facies des Muschelkalkes angehören, wenigstens sieht das Gestein dem Kalk von Lärcheck sehr ähnlich, und besteht auch insofern eine gewisse Analogie in den geologischen Verhältnissen, als auch hier in der Nähe Draxlehner Kalk vorkommt — Ebnerbauer — und noch dazu gleichfalls in südöstlicher Richtung verschoben. Die Aehnlichkeit wird um so grösser, als auch hier im Norden steil aufgerichteter Ramsaudolomit und an diesen der Ziller Kalk angrenzt wie auf der Westseite des Lärcheck. So lange freilich in diesen Kalken keine Fossilien gefunden werden, bleibt die etwaige Identität mit Lärcheckkalk eine blosse Vermuthung. Endlich wäre es auch nicht ausgeschlossen, dass auch die Karnischen Hallstätter Kalke vom Rappoltstein auf Lärcheck-Muschelkalk auflagern, der aber auf einer Bruchlinie abgesunken und durch eine darüber geschobene Partie jüngerer Hallstätter Kalke verdeckt wäre.

Ramsaudolomit.

Wie schon bemerkt, bildet der Ramsaudolomit das Liegende des weissen Muschelkalkes von Zill und anscheinend auch des gleichen Kalkes auf der Westseite des Lärcheck, ferner die isolirte, dem Salzlager aufliegende Kuppe des Hahnrain. Seine Grenze gegen den nordöstlich anstossenden Hallstätter Kalk fällt hier mit der Landesgrenze zusammen. Ausserdem treffen wir ihn west-östlich streichend am Lärcheckwalde, neben einem weissen Kalk, und zwar hat er hier das nämliche Aussehen wie am Jenner bei Berchtesgaden. Wie dort, ist er auch hier von Hohlräumen durchsetzt, die von ausgelaugten, aber nicht bestimmbaren Fossilien, anscheinend Brachiopoden, herrühren. Er bildet endlich auch die Felsen des Buchstalls bei Dürrnberg, und liegt vermuthlich auch diese Partie wie jene vom Hahnrain auf dem Salzlager. Dass bereits v. Lipold die dolomitische Natur des Gesteins vom Hahnrain erkannt hat, habe ich schon Eingangs bemerkt. Bei Zill sowie am Lärcheckwald streicht er ziemlich genau von West nach Ost. Er hat an beiden Punkten verticale Schichtenstellung; auch auf der Westseite des Lärcheck, oder richtiger an dessen Westfusse dürfte er sehr steil aufgerichtet sein, ist aber daselbst nicht direct zu beobachten, sondern erst in seiner südlichen Fortsetzung im Esselgraben. Am Hahnrain hat er wahrscheinlich horizontale Lagerung. Im Bergbau tritt der Ramsaudolomit im Wolfgang-Dietrichstollen zweimal auf; das erste Mal bei etwa 170 m und das zweite Mal bei etwa 940 m. Im ersten Falle grenzt er östlich an einen grauen, plattigen Kalk, ähnlich dem vom neuen Berchtesgadener Versuchsstollen, westlich an einen weissen, dichten Kalk, ähnlich dem von Zill; jedenfalls bildet er in diesem Theil das normale Liegende der Hallstätter Kalke, wobei eben der erwähnte plattige Kalk die karnische Stufe vertreten würde. Der Ramsaudolomit ist hier gegen 300 m mächtig. Das zweite Mal grenzt er östlich an einen dunkelgrauen Kalk mit viel Hornstein, westlich an einen ähnlichen Kalk wie bei 170 m, auf welchen dann eine Art Hallstätter Kalk folgt, also möglicherweise die umgekehrte Schichtenreihe vom Stollenmundloch.

Nach v. Gümbel sollen im Johann-Jacobstollen „graue, dolomitische Kalkbänke (Muschelkalk)“ vorkommen, doch konnte ich hier nichts finden, was auch nur im Entferntesten an Ramsaudolomit erinnern könnte, und vermuthe ich daher, dass genannter Autor in dieser Notiz die beiden Stollen verwechselt hat.

Im nördlichen Theil unseres Gebietes ist nirgends Ramsau-

dolomit zu beobachten, die tiefsten hier aufgeschlossenen Trias-schichten sind vielmehr Hallstätter Kalke und zwar die *Subbullatus*-Schichten von Rappoltstein.

Der Draxlehner Kalk.

Als Draxlehner Kalk bezeichnet man jenen fleischrothen, knolligen, in dünnen Platten brechenden Kalk, welcher sich von allen Kalken der Trias ganz auffällig unterscheidet, so dass man ihn ohne ungefähre Kenntniss seines geologischen Alters wohl am ehesten geradezu für Adneter Lias ansprechen würde, wenn ihm nicht Zwischenlagen mit grünem Hornstein und rothem Jaspis eigen wären, die parallel mit den Kalkplatten verlaufen und auch die gleiche Dicke haben, wie diese, ein Merkmal, wodurch er sich allerdings sofort von jenem Lias unterscheidet. Von Versteinerungen kennt man von der typischen Localität, dem Draxlehner Steinbruch, nur den immer sehr schlecht erhaltenen *Tropites Helli* Schafh., doch ist es nicht ganz unmöglich, dass die vorliegenden Stücke sich noch auf eine oder mehrere andere Arten vertheilen, was aber bei der durchaus ungenügenden Erhaltung der zweifelhaften Exemplare nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist. v. Mojsisovics vergleicht *Tropites Helli* mit *Tropites Telleri* [1]), *Quenstedti* [2]) und *Schafhäutli* [3]), welche indess, wie die überhaupt bestimmbaren Stücke des *Tr. Helli*, wohl nur Varietäten ein und derselben Art sind. Dies wird auch schon dadurch wahrscheinlich, dass die eine dieser Arten — *Tr. Quenstedti* — lediglich auf drei, *Tr. Schafhäutli* aber gar nur auf einem einzigen Exemplare basirt, wie ja überhaupt ein sehr grosser Theil der v. Mojsisovics'schen Species nur in den Original-Exemplaren existirt und sonst nie wieder gefunden werden wird. Für die Identität des *Tropites Helli* mit der einen oder anderen bekannten Art spricht auch der Umstand, dass einige der ihm ähnlichen Tropiten, nämlich *Tropites Eberhardi* [4]) und *Paracelsi* [5]) ebenfalls in der Nachbarschaft, in den tiefsten Schichten des Rappoltstein vorkommen, wo anscheinend die typischen Draxlehner Kalke durch tief rothe, thonige Kalke vertreten werden, weshalb auch die Fossilien besser erhalten sind, was übrigens auch für die Ver-

[1]) Hallstätter Cephalopoden, II, p. 201, t. 111, f. 6g; t. 112, f. 3, 4.
[2]) Ibidem, p. 202, t. 127, f. 10.
[3]) Ibidem, p. 207, t. 111, f. 1.
[4]) Ibidem, p. 205, t. 196, f. 4, nur ein Exemplar bekannt.
[5]) Ibidem, p. 191, t. 196, f. 5, desgl., hat ebenso wie der vorige mit einem Exemplar des *Tr. Helli* und mit *Tr. Telleri* die Verengerung der Mündung gemein.

steinerungen der norischen Hallstätter Kalke an dieser Localität zutrifft.

Nach v. GÜMBEL finden sich Draxlehner Kalke ausser am Draxlehen auch am Wallbrunn — beim Ebnerbauer, hier auch schon von v. SCHAFHÄUTL beobachtet — und im Kälbersteinbruch bei Berchtesgaden[1]), welche Angaben ich durchaus bestätigen kann. Dagegen war es mir nicht möglich, diesen Kalk am Hahnrain und im Johann-Jacobstollen[2]) aufzufinden, wo er nach diesem Autor ebenfalls anstehen soll. Nach dem Streichen und Fallen beim Ebnerbauer — 35° Süd, Streichen WSW-ONO. — könnte dieser Kalk allerdings in der Tiefe diesen Stollen treffen, doch sind die hier vorkommenden rothen Kalke sicher nicht Draxlehner Kalk. Am Hahnrain könnte es sich höchstens um eine minimale Partie handeln; da aber hier die sonst in Gesellschaft mit ersterem Kalke auftretenden Halobien- und *Monotis*-Bänke sicher ganz fehlen, so ist sein Vorkommen an dieser Stelle sehr unwahrscheinlich. Dagegen fand ich eine sehr beschränkte Partie rothen thonigenKalkes auf etwa Hälfte Weges zwischen Hühnerleite und Ebnerbauer in der Nähe von Halobien-Bänken.

Was nun die Lagerungsverhältnisse betrifft, so ist leider am Draxlehner Bruch das Hangende gar nicht, das Liegende aber erst in einigen Metern Entfernung aufgeschlossen, und zwar ist es ein dickbankiger, heller, röthlicher Kalk, anscheinend ohne Fossilien, der jedoch zweifellos der Hallstätter Facies angehört und concordant mit dem Draxlehner Kalk gelagert ist. Vielleicht haben wir es schon mit dem directen Hangenden des Lärcheckkalkes zu thun. Nach v. ZITTEL kommen in den hangendsten Schichten dieses Bruches vereinzelte Halobien vor. In Wallbrunn hingegen ist umgekehrt das scheinbar Liegende auf einer Bruchlinie abgesunken oder seitlich verschoben, das Hangende aber sehr gut zu beobachten, und zwar folgen unmittelbar concordant auf den Draxlehner Kalk

A. weisse Kalkplatten, nur aus *Halobia salinarum* BRONN bestehend,
B. gelbbraune, bunte Hallstätter Kalke mit Spuren von Cephalopoden,
C. weisse Kalkplatten, aus *Halobia austriaca* v. MOJS. bestehend,
D. gelbbraune Hallstätter Kalke mit *Arcestes* div. sp., *Pinacoceras, Placites* etc. (Zone des *Trachyceras austriacum?*).

---

[1]) Geognost. Beschreibung des bayrischen Alpengebirges, p. 223.
[2]) Ibidem, p. 172.

Im Draxlehner Kalk selbst fand ich hier ein Bruchstück eines kleinen *Arcestes,* von dem wenigstens das eine sicher ist, dass er in die Gruppe des *Colonus* gehört, welche Gruppe vorwiegend in den *Subbullatus*-Schichten vorkommt.

Am Kälberstein haben wir von Nord nach Süd folgendes Profil:

A. Dickbankige, helle, ungeschichtete Kalke ohne Fossilien,
B. Draxlehner Kalk.
C. rothe, dünnplattige Bänke, fast nur aus *Monotis salinaria* bestehend,
D. dickbankige, bunte Kalke mit *Arcestes,* anscheinend aus der Gruppe des *Galeatus,* und vereinzelten *Monotis.*

Dieses unmittelbare Angrenzen der *Monotis*-Bänke an den Draxlehner Kalk im Steinbruch vom Kälberstein hat auch schon v. Gümbel [1]) angegeben.

Aus diesem Profile würde sich also ergeben, dass der Draxlehner Kalk von einem bunten Kalk der Hallstätter Facies unterlagert und von norischem Hallstätter Kalk überlagert wird. Bei der grossen Aehnlichkeit seines Leitfossils, des *Tropites Helli,* mit anderen Tropiten dieser Stufe wird es ausserdem auch sehr wahrscheinlich, dass der Draxlehner Kalk selbst zur karnischen Stufe gerechnet werden muss. Indess ist auch die Möglichkeit, dass Kalke von ganz ähnlicher Ausbildung auch noch in etwas höheren Niveaus vorkämen, nicht vollständig ausgeschlossen, denn für's Erste zeigt die aus norischen Hallstätter Kalken bestehende Wand hinter der Dürrnberger Kirche etwa in ihrer Mitte wirklich dünnplattige rothe Kalke, ganz ähnlich dem Draxlehner Kalk, und zweitens fand ich in dem oberen Steinbruch vom Kälberstein allerdings lose daliegend, aber sicher von hier stammend, einen *Cladiscites,* ganz ähnlich dem *multilobatus,* was eben, sofern man nicht etwa an eine neue Art denken will, für norisches Alter dieser Partie Draxlehner Kalk sprechen würde. Auch erhielt v. Schafhäutl ebenfalls vom Kälbersteinbruch *Halorella amphitoma,* die in der norischen Stufe jedenfalls häufiger ist als in der karnischen. Indess wäre in beiden Fällen der etwaige Draxlehner Kalk sehr wenig mächtig, auch fehlen die ihn begleitenden Jaspislagen und die sonst unmittelbar anschliessenden *Monotis*-Bänke, dagegen folgen bei der Dürrnberger Kirche am Moserstein höchstens 5—10 m über der erwähnten Kalkpartie bereits Bänke mit echten norischen Cephalopoden und *Heterastridium.* v. Gümbel [1]) giebt vom Kälberstein direct eine solche

---

[1]) Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengeb., p. 225.

Wiederholung des Draxlehner Kalkes an. Die Schichtenfolge ist nach ihm:

Draxlehner Kalk.
Weisser Kalk.
Monotis-Kalk.
Draxlehner ähnlicher Kalk.

Jetzt ist diese Schichtenfolge allerdings nicht mehr zu beobachten.

Immerhin geht aus den geschilderten Verhältnissen zur Genüge hervor, dass die Draxlehner Kalke bei Weitem nicht jene wichtige Rolle spielen, welche man ihnen mehrfach zugeschrieben hat. Sie sind vielmehr nichts Anderes als ein wenig mächtiger, eigenartig ausgebildeter Schichtencomplex innerhalb der Hallstätter Facies. Im eigentlichen Gebiete des Ramsaudolomits kommen dieselben ganz bestimmt nicht vor. Was man dafür angesprochen hat, ist nichts anderes als buntgefärbter Dolomit. Ich kenne solchen vom Kalkstein bei Fieberbrunn und von Schnaitzelreuth bei Reichenhall. doch ist eine Verwechselung mit Draxlehner Kalk ganz unmöglich, und seine mehrfache falsche Deutung nur dadurch zu erklären, dass man eben mit Gewalt das falsche Schema, wonach Draxlehner Kalk ein überall wiederkehrender Horizont sein müsste, allenthalben durchführen wollte.

Bei der Aehnlichkeit seiner Tropiten mit solchen der *Subbullatus*-Schichten ist es mir überaus wahrscheinlich, dass er auch thatsächlich nichts Anderes ist als eine thonige Facies dieser Schichten, und würde er sich demnach zu diesen gerade so verhalten, wie der thonige rothe Lias von Adneth und Kammerkehr zu dem rein kalkigen Lias von der Ostseite des Schafberges sowie von Kramsach bei Rattenberg. Die Verschiedenheit in der petrographischen Ausbildung ist auch in diesem Falle nur durch Ablagerung verschiedenartigen Materiales und verschiedenartige Tiefenverhältnisse zu erklären.

Dass gelegentlich ähnliche Bedingungen, wie sie bei Ablagerung des eigentlichen Draxlehner Kalkes gegeben waren, local und vorübergehend auch noch während der Ablagerung der norischen Hallstätter Kake wiederkehren konnten, ist natürlich keineswegs ausgeschlossen, doch sind bis jetzt nur die zwei erwähnten Fälle — Wand hinter der Dürrnberger Kirche und eine kleine Partie am Kälberstein — bekannt, bei denen wir es allenfalls noch mit Draxlehner Facies von norischem Alter zu thun hätten.

Hallstätter Kalk.

Unter allen im Hallein-Dürrnberger Gebiet vorkommenden Gesteinsarten spielt der Hallstätter Kalk die wichtigste Rolle, denn abgesehen von den Höhen, welche an das Salzachthal angrenzen, bestehen die meisten Erhebungen aus diesem Gestein. Jedoch nicht bloss hinsichtlich seiner bedeutenden Entwickelung und des hierdurch bedingten Landschaftscharakters. sondern auch wegen seiner ziemlich reichlichen Fossilführung, vor Allem aber wegen seiner hier deutlich wahrnehmbaren Gliederung in zwei wohl charakterisirte Horizonte verdient dieser Kalk ganz hervorragendes Interesse.

Die zahlreichen, aus Hallstätter Kalk bestehenden Kuppen zeigen meist gegen Süden und Westen eine mässige — 30 bis 40^0 —, gegen Osten und namentlich gegen Norden aber eine sehr steile Böschung, ja sehr häufig schliessen die Felskuppen in dieser Richtung mit senkrechten — allerdings nicht sehr hohen, im Maximum etwa 20, gewöhnlich aber nur etwa 10 m hohen — Wänden ab, die sich ohne Weiteres als Verwerfungswände bemerkbar machen. Nach Westen zu verschwinden diese Kalkmassen, mit Ausnahme jener des Rappoltsteins, unter der Diluvialbedeckung und unter Jura und Kreide. Namentlich an den Rändern der aus ihm gebildeten Kuppen zeigt dieser Kalk starke Zerklüftung, die sich auf den Höhen selbst in Spaltenbildung äussert, an den Steilwänden aber vielfache Verrutschungen zur Folge gehabt hat — besonders im Raingraben zu beobachten —, wobei sehr häufig die abgesunkenen Schollen eine andere Streichrichtung aufweisen, als das Massiv, dem sie eigentlich angehören. v. Gümbel[1]) will am Anfang des Wolfgang-Dietrich- und Johann-Jacobstollen Einfallen nach Nordost beobachtet haben, im Gegensatz zu dem sonst vorwiegenden Südfallen, und zieht hieraus den Schluss, dass die Hallstätter Kalke eine Umkippung erfahren hätten. Von einer solchen Umkippung kann jedoch auch nicht im Entferntesten die Rede sein, denn es handelt sich stets nur um kleine, abgebrochene und verrutschte Partien, und selbst solche zeigen nur ganz ausnahmsweise nördliches Einfallen; viel eher könnte man noch im Raingraben von einem Ostfallen sprechen. Für die Tektonik unseres Gebietes haben jedoch solche gestörte Partien nicht die geringste Bedeutung.

Was die Verbreitung des Hallsteiner Kalkes betrifft, so bestehen daraus der Rappoltstein und der niedrige, diesem südlich vorgelagerte Höhenzug zwischen Neusiedeln und dem Aiglbauern,

---

[1]) Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengeb., p. 172.

ferner das Aiglköpfl zwischem dem Barmsteinweg und der Zill-Halleiner Strasse, sodann südlich von diesem das Dürschenköpfl und der Luegstein, die ihrerseits nur durch eine Verwerfung vom Aiglköpfl getrennt sind und beim Hiesenbauer gegen Süden mit einer Rutschfläche abschliessen, auf welcher zahlreiche Versteinerungen zu sehen sind. Die Fortsetzung dieser letzteren Partie bilden die Felsen im Walde westlich der Dürrnberger Strasse, unterhalb der Hühnerleite. Sie grenzen hier an Dachsteinkalk und helle Kalke mit Halobien, auf die ich noch besonders zu sprechen kommen werde. Während bei diesen Partien der ursprüngliche Zusammenhang leicht nachweisbar ist, bietet die Herkunft der übrigen noch zu erwähnenden Partien ziemliche Schwierigkeiten. Es sind dies der Hallstätter Kalk vom Stollenmundloch des Wolfgang-Dietrichberges, der vom Moserstein, der vom Nordosthang des Hahnrains und jener von Wallbrunn. Die erste dieser Partien ist die bedeutendste. Sie zieht sich vom genannten Stollen im Raingraben aufwärts und erreicht an ihrem südlichsten Ende, dem Putzenköpfl, ihren Culminationpunkt. Die Schichtenstellung ist hier jedenfalls eine sehr steile, das Streichen wohl ziemlich stark von Süden nach Norden gerichtet, wegen der zahllosen Brüche und Rutschungen, jedoch nur selten genauer zu ermitteln. Hingegen streichen wiederum die Hallstätter Kalke des Mosersteins ziemlich genau West-Ost, unter südlichem Einfallen 30°. Die nördliche Wand zeigt prächtige Verwerfungen, die bereits v. Schafhäutl[1]) sehr gut abgebildet hat. Der Moserstein darf wohl als ein Theil der norischen Kalke von Wallbrunn aufgefasst werden, der auf einer Bruchlinie eine seitliche Verschiebung erlitten hat und hierdurch anscheinend auf Jura und Kreide, vielleicht auch noch z. Th. auf Haselgebirge zu liegen gekommen ist. Hallstätter Kalk findet sich ferner, wie vorhin bemerkt, auch an der Nordostecke des Hahnrains. Bittner citirt von hier das Vorkommen von Brachiopoden, allein die Hauptmasse der Hahnrainkuppe besteht aus Ramsaudolomit, den auch bereits v. Lipold an dieser Stelle als Dolomit bezeichnet hat. Die Grenze des Dolomites und Hallstätter Kalkes fällt hier ziemlich genau mit der Landesgrenze zusammen. Kleinere Partien des Hallstätter Kalkes treffen wir auch zwischen dem Hahnrain und Dürrnberg — Reithfelsen —, doch besteht die grösste der dazwischen befindlichen Felspartien, der Buchstall, aus Dolomit. Ueber die Lagerungsverhältnisse geben diese isolirten Partien keinen Aufschluss, denn ihr Liegendes ist nicht zu beobachten. Bei dem Mangel an Cephalopoden-

---

[1]) Geognostische Beschreibung des südbayrischen Alpengebirges, t. 39.

funden lässt sich auch nicht einmal ermitteln, welcher Stufe des Hallstätter Kalkes sie etwa angehören könnten. Mit den Verhältnissen auf den Wallbrunner Höhen — Ebnerbauer- und Bachbauernwald — habe ich mich im Folgenden noch näher zu befassen. Auch das südlich vom Putzenköpfl und Moserstein gelegene Brunnerhölzl - Rudolphköpfl der v. Lipold'schen Karte wäre noch zu erwähnen. Endlich besteht auch der südöstliche Theil des Lärcheckwaldes aus Hallstätter Kalk, dessen genaues Alter jedoch nicht ermittelt werden konnte. Auch an seinem Nordrande finden sich solche — hier Arcesten führende — Kalke, an den Ramsaudolomit angrenzend. Ausserhalb des näher untersuchten Gebietes kommt noch Hallstätter Kalk vor zwischen der Berchtesgaden-Schellenberger und der Schellenberg-Ziller Strasse. Er fällt flach nach Norden und wird von Jura überlagert. v. Schafhäutl giebt von hier *Monotis salinaria* an.[1])

Der Hallstätter Kalk besitzt meist blass röthliche oder weissliche Färbung, doch treten auch nicht selten, besonders in den tieferen Lagen intensiv rothe Bänke auf, nach oben zu wird er mehr grau, und sind die Handstücke der Hangendschichten oft kaum mehr von Dachsteinkalk zu unterscheiden, der jedoch wenigstens in typischer Entwickelung in unserem Gebiete nur sehr spärlich vertreten ist. Ich möchte fast glauben, dass, wenn hier noch höhere Triasniveaus entwickelt wären, diese durch echten grauen Dachsteinkalk repräsentirt wären, doch kommt es mir hierbei nicht in den Sinn, dem Hallstätter Kalk im Allgemeinen etwa ein höheres Alter zuzuschreiben, als dem Dachsteinkalk; vielmehr bin ich vollkommen überzeugt, dass wenigstens der Hallstätter Kalk der norischen Stufe entschieden als das Aequivalent des Dachsteinkalkes betrachtet werden darf, was schon durch die Identität vieler seiner Fossilien mit solchen des Dachsteinkalkes erwiesen ist.

Was die Fossilführung betrifft, so lassen sich im Hallstätter Kalk unseres Gebietes deutlich zwei Stufen unterscheiden, die ältere karnische und die jüngere norische, von denen jedoch die letztere unvergleichlich viel mächtiger entwickelt ist als die erstere.

Karnischer Hallstätter Kalk.

Die karnische Stufe selbst ist hier mindestens in drei, richtiger sogar vierfacher Ausbildung entwickelt.

Wir haben zu unterscheiden:

---

[1]) Das Salzburger Museum besitzt solche auch in der That von dieser Localität.

1. *Subbullatus*-Schichten (mit ihnen gleichalterig der schon oben erwähnte Draxlehner Kalk).
2. Halobien- und Daonellen-Bänke.
3. gelbbraune Cephalopoden-Kalke vom Alter der Zone des *Trachyceras austriacum.*
4. weisse Kalke mit Cephalopoden- und Halobien-Brut.

Diese vier Abtheilungen sind jedoch niemals zusammen vorhanden. Die erste und vierte kommen am Rappoltstein, die erste auch wohl noch am Aiglköpfl, die zweite und dritte nur in der Nähe von Dürrnberg — Wallbrunn — vor.

1. Die *Subbullatus*-Zone. Die Gesteine dieser Zone sind theils wohlgeschichtete bunte, theils späthige Kalke, ähnlich Crinoiden-Kalken, theils eine Breccie von rothen, thonigen und grauen Kalken, doch gehen alle diese Varietäten regellos in einander über, sie sind auch gewöhnlich nicht an Bänke gebunden, sondern greifen in einander ein in der nämlichen Weise, wie wir dies auch bei den bunten Kalken des mittleren Lias vom Schafberg, an der Hinterseeer Strasse in der Ramsau und bei Kramsach in Tirol beobachten können.

Vom Rappoltstein giebt v. Mojsisovics [1]) ein Verzeichniss der in den *Subbullatus*-Schichten vorkommenden Fossilien, nämlich:

Orthoceras lateseptatum Hauer.
Pleuronautilus n. f.
Cladiscites subtornatus Mojs.
Megaphyllites humilis Mojs.
Pinacoceras rex Mojs.
Monophyllites Agenor Münst.
— *eugyrus* Mojs.
Arcestes bicornis Hauer.
— *opertus* Mojs.
— cf. *clausus* Mojs.
— div. f. d. Gruppe d. *Coloni.*
Juvavites n. f. ind. *
Halorites dacus Mojs.
— *varietas.* *
— *bosnensis* Mojs.
— — var. *bajuvarica.*
Margarites circumspinatus Mojs.
Margarites n. f. ind. *
Tropites subbullatus Hau.
— *fusobullatus* Mojs. *
— *Phoebus* Dittm. *
— *Saturnus* var. *crassa.* *
— *Sellai* Mojs. *
— — var. *crassa.* *
— *Trinkeri* Mojs. *
— *Paracelsi* Mojs.
— *Eberhardi* Mojs.
Eutomoceras sandlingense Hau. *
— *Theron* Dittm. *
— *punctatum* Mojs.
Sagenites eximius Mojs.
— *erinaceus* Bittn. *
Heraclites foliaceus Mojs.
Polycyclus Henseli Opp.
Rhynchonella longicollis Suess.
Halobia sp. ind.

[1]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1889, p. 279.

In dem erst kürzlich erschienenen zweiten Theil des Hallstätter Cephalopoden-Werkes führt v. MOJSISOVICS zwar auch in den tabellarischen Uebersichten die Localität Rappoltstein an, allein es fehlen von den eben aufgezählten Arten alle mit * versehenen Species, nämlich 12 von 23 also 50 pCt., da *Orthoceras, Pleuronautilus, Cladiscites, Megaphyllites, Pinacoceras, Monophyllites* und *Arcestes,* die im ersten Bande zu suchen wären, wohl erst nach dem Erscheinen dieses Bandes in den Besitz dieses Autors gelangten und daher hier ausser Betracht bleiben müssen.

Man muss sich hier unwillkürlich fragen: „was ist mit diesen 12 Arten geschehen?“ Dass eine provisorische Fossilliste mit einer später erschienenen Publication nicht bis in's kleinste Detail übereinstimmen muss, kann ja Niemand verlangen, allein eine solche Differenz, wie sie hier vorliegt, dürfte denn doch auf die Zuverlässigkeit der Bestimmungen und die Arbeitsmethode eines Autors ein sehr eigenthümliches Licht werfen.

An dieser Stelle oder etwas mehr gegen die norische Stufe zu hat auch Herr Pfarrer DANNEGGER, früher in Schellenberg, gesammelt. Ich verdanke ihm hübsche Stücke von:

Cladiscites subtornatus MOJS.
Arcestes cf. *Ciceronis* MOJS.
Pinacoceras rex MOJS.
Placites cf. *placodes* MOJS.
Juvavites cf. *Adalberti* MOJS.

In einem den tiefsten Lagen angehörigen Block im Walde westlich vom Barmsteinlehen fand ich folgende Arten:

Aulacoceras reticulatum HAUER.
Orthoceras lateseptatum HAUER.
— *sandlingense* MOJS.
Nautilus Suessi MOJS.
Megaphyllites humilis MOJS.
Monophyllites Morloti HAUER.
Pinacoceras rex MOJS.
Cladiscites subtornatus MOJS.
— *striatissimus* MOJS.
Arcestes placenta MOJS.
— *Ciceronis* MOJS.
— *Antonii* MOJS.
— *Tacitus* MOJS.
Jovites bosnensis var. *bajuvarica* MOJS.
— *dacus* MOJS.
Juvavites Adalberti MOJS.
Juvavites aff. *Damesi* MOJS.
— aff. *intermittens* MOJS.
Sagenites Herbichi MOJS.
— *erinaceus* MOJS.
Sagenites inermis HAUER var. *striata* MOJS.
Tropites subbullatus HAU.
— *discobullatus* MOJS.
— cf. *Janus* MOJS.
— *Saturnus* MOJS.
— aff. *Alphonsi* MOJS.
— *Anakreontis* MOJS.
Margarites Jokélyi HAU.
Tropiceltites minimus MOJS.
Eutomoceras sandlingense HAUER sp.
— *Theron* DITTM. sp.

Polycyclus Henseli Opp. sp.
? *Arpadites Orpheus* Mojs.
Verania cerithioides Kok.
Megalodon??
Anodontophora sp.
Halobia sp.
Rhynchonella castanea Schafh. sp.[1])
— *subbullati* Bittn.

Diese Stelle hat bereits v. Schafhäutl gekannt. Von hier stammen zweifellos seine Originale zu „*Terebratula castanea*". Unter der von ihm gebrauchten Bezeichnung „Barmstein" muss allerdings verstanden werden Barmsteinlehen; zu diesem gehören aber die Fundplätze der karnischen Fossilien. Mit den Originalen von *castanea* zusammen lagen noch im gleichen Carton:

Arcestes Ciceronis Mojs.
Megaphyllites humilis Mojs.
Tropites sp.
Jovites aff. *Mercedis* Mojs.
Halobia superba Mojs.
Halorella amphitoma Bronn sp.

Aus nächster Nähe stammt wohl auch ein geschliffenes Stück eines tiefrothen Kalkes voll Arcesten und Orthoceraten gleichfalls aus der Schafhäutl'schen Sammlung, ferner mehrere Stücke eines ganz ähnlichen Gesteins, die ich aus dem Nachlass des verstorbenen Sammlers Mine erhielt. Ich konnte hieraus präpariren:

Orthoceras triadicum Mojs.
— cf. *celticum* Mojs.
— *sandlingense* Mojs.
Aulacoceras reticulatum Hauer.
Pinacoceras rex Mojs.
Cladiscites subtornatus Mojs.
Arcestes cf. *Tacitus* Mojs.
— *periolcus* Mojs.
Pecten scutella Hörn.
Rhynchonella angulifrons Bittn.

Es wäre dies anscheinend eine Mischung mehrerer, im Salzkammergut getrenner Faunen; denn die beiden ersten Orthoceraten sowie *Arcestes periolcus* Mojs. gehören tieferen Niveaus an, den Schichten mit *Lobites ellipticus*, mit *Trachyceras austriacum* und *Aonoides*. Ich lege daher, da ich den genauen Fundplatz nicht kenne, auf diese Arten keinen weiteren Werth; es soll hiermit lediglich ihr Vorkommen constatirt sein.

Um so sicherer ist jedoch die genauere Altersbestimmung der im Hangenden folgenden brecciösen Kalke mit zahlreichen gelbschaligen, aber durchaus kleinen Cephalopoden. Ich bestimmte daraus:

---

[1]) Geognost. Untersuch. des bayr. Alpengebirges, 1851, p. 111, t. 14, f. 19. Dieser Name hat die Priorität vor *Rhynchonella dilatata* Suess. Bittner (Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. k. k. geol. R.-A., 1890, p. 213) hatte bereits die Vermuthung ausgesprochen, dass diese beiden Arten identisch sein könnten. Nach den mir vorliegenden Originalen Schafhäutl's erscheint diese Identität vollkommen sicher gestellt.

Aulacoceras reticulatum Hauer.	*Tropites* cf. *Sellai* Mojs.
Orthoceras sandlingense Mojs.	*Polycyclus nasturtium* Dittm. sp.
Monophyllites aff. *eugyrus* Mojs.	*Metatirolites foliaceus* Mojs. sp.
Megaphyllites humilis Mojs.	*Clydonites* aff. *Daubrei* Mojs.
Sageceras Haidingeri Hauer sp.	*Sandlingites* cf. *Lucii* Mojs.
Arcestes Ciceronis Mojs.	*Trachyceras* cf. *duplex* Mojs.
— cf. *aspidostomus* Mojs.	*Protrachyceras Pollux* Mojs.
— *tomostomus* Mojs.	*Halobia* cf. *eximia* Mojs. (isolirte Bruchstücke).
— cf. *Bronni* Mojs.	*Rhynchonella halophila* Bittn.
Juvavites Henrici Mojs.	
Sagenites eximius Mojs.	

Ein Vergleich der Fossilliste des erstbesprochenen Fundplatzes vom Rappoltstein mit vorliegendem Verzeichniss ergiebt wesentliche Abweichungen, die Tropiten treten ganz zurück, *subbullatus* fehlt vollständig, hingegen erscheint hier *Sageceras Haidingeri*. Die vorwiegenden Arten sind die ersten drei Arcesten und *Protrachyceras Pollux*. Nach v. Mojsisovics'schem Muster wäre man hier unbedingt genöthigt, abermals eine besondere Stufe zu schaffen, denn die Fauna stimmt weder mit der der *Subbullatus*-Zone, noch auch mit jener der Schichten des *Lobitus ellipticus*, des *Trachyceras austriacum* und *Tr. Aonoides*.

Ueber diesem, durch zahlreiche Microfauna ausgezeichneten Kalke folgt ein gelbbrauner Kalk, der aber anscheinend zuletzt in weisse Bänke übergeht, welche fast nur aus jungen Halobien bestehen. Die Wohnkammern der Cephalopoden sind hier in weissen Kalkspath umgewandelt. Ich fand in diesem Kalke:

Megaphyllites humilis Mojs.	*Jovites dacus* Mojs.
Pinacoceras aff. *placodes* Mojs.	*Sisenna Daphne* Dittm. sp.
Monophyllites Morloti Hauer.	*Halobia* sp.
Arcestes Ciceronis Mojs.	— *fallax* Mojs.
— cf. *sublabiatus* Mojs.	— *norica* Mojs.
Didymites tectus Mojs.	*Rhynchonella nux* Suess.

Auch hier ist also eine Mischfauna vorhanden, wenn wir die Verhältnisse im Salzkammergut zu Grunde legen. Neben *Jovites dacus* der *Subbullatus*-Zone treten hier *Didymites tectus* und *Arcestes* aus der Gruppe des *sublabiatus* auf, also theils Typen der Schichten mit *Lobites ellipticus* und theils solche der Schichten des *Cyrtopleurites bicrenatum*, ohne dass jedoch die eigentlichen Leitfossilien vorhanden wären.

Was die Bestimmung der Horizonte nicht wenig erschwert,

ist der Umstand, dass v. Mojsisovics im zweiten Theile seines Hallstätter Cephalopoden-Werkes den ersten, damit allerdings sehr wenig harmonirenden Theil dieses Werkes vollkommen ignorirt, ein Fall, der wohl in der Literatur ziemlich vereinzelt dastehen dürfte.

An diese Cephalopoden-Bänke schliessen sich — allerdings nicht direct zu beobachten, sondern nur aus der Lage der losen Blöcke zu erkennen — einige Schichten an, die fast nur aus jungen Halobien bestehen. Herr Dr. Bittner, der die Freundlichkeit hatte, mein gesammtes Halobien-Material zu bestimmen, wofür ich ihm hier meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte, bezeichnete diese Halobien als *Halobia* cf. *lineata* Münst.

Eine Anzahl Cephalopoden aus karnischen Kalken fand ich auch an der Nordostecke des Aiglköpfl — auf der Höhe oberhalb Grub —, allerdings nur in losen Blöcken. Sofern diese Kalke hier wirklich anstehen, können sie nur wenige Meter mächtig sein. Die Fossilien sowie das Gestein haben das nämliche Aussehen wie die in der vorletzten Liste angeführten Stücke. Ich bestimmte hiervon:

Tropites Sellai Mojs. — *Arcestes* div. sp.
Trachyceras cf. *duplex* Mojs. — *A.* cf. *aspidostomus* Mojs.
Arcestes cf. *Ciceronis* Mojs.

In einem losen Block auf der Ostseite des Rappoltstein endlich fand ich Bivalven. Da aber wegen des Fehlens anderer Fossilien die genaue Altersbestimmung nicht möglich ist, will ich hier nicht näher auf diese Formen eingehen, zumal da ich bei Besprechung der Bivalven aus norischem Kalke ohnehin darauf zurückkommen werde. Hiermit wären wohl alle Vorkommnisse karnischer Kalke nördlich der Zill-Halleiner Strasse erledigt; ich möchte nur noch bemerken, dass diese Kalke normal unter denen der norischen Stufe zu liegen scheinen.

Während im nördlichen Theil unseres Gebietes die karnischen Schichten mit Ausnahme der Bänke der *Subbullatus*-Zone nur eine Microfauna geliefert haben und die Halobien-Schichten nur minimal entwickelt sind und überdies auch nur eine einzige Art enthalten, fehlt im südlichen Theil unseres Gebietes, dem Dürrnberger Revier, eine Microfauna vollständig, die Kalke sind dickbankig, von gleichmässiger Ausbildung und von gelbbrauner oder rother Farbe. Sie enthalten zwar relativ wenige Cephalopoden, doch besitzen diese durchgehends wenigstens mittlere Grösse. Zwischen diese Cephalopoden führenden Kalke

schalten sich an mehreren Stellen Bänke ein, die nur aus Schalen von *Daonella styriaca* und verschiedenen Halobien-Arten bestehen.

Was zunächst die Cephalopoden betrifft, so kennt bereits BITTNER[1]) eine Anzahl derselben von Wallbrunn. Es sind:

Arcestes Gaytani KLIPST.
Joannites cymbiformis WULF.
Cladiscites subtornatus MOJS.
Lobites delphinocepalus HAUER.
Sageceras Haidingeri HAUER.
Megaphyllites Jarbas MÜNST.
Pinacoceras Layeri HAUER.
Pinacoceras postparma MOJS.
Monophyllites Simonyi HAUER.
— *Agenor* MOJS.
Trachyceras div. sp.
Halobia sp.
Pecten concentricestriatus HÖRN.

Die Stücke befinden sich im Museum in Salzburg. Herr Prof. FUGGER war so freundlich, mir mitzutheilen, dass er sie auf der kleinen Felskuppe nordwestlich vom Steinbruch des Ebnerbauern gesammelt hätte. Jetzt ist diese Kuppe mit dichtem Jungwald bedeckt und daher das Suchen nach Fossilien ziemlich aussichtslos, doch fand ich wenigstens eine Bank mit *Halobia lineata* MOJS. Erfolgreicher war dagegen mein Suchen nach Cephalopoden auf der südlichsten Kuppe von Wallbrunn, direct oberhalb der Schiessstätte. Das Gestein ist ein dichter, gelbbrauner, sehr splittriger Kalk, regellos von thonigen Blättern und Kalkspathgängen durchzogen, wodurch die Präparation und Bestimmung der ohnehin ziemlich schlecht erhaltenen Ammoniten noch wesentlich erschwert wird. Dazu kommt aber noch der weitere Umstand, dass die allermeisten Stücke auch noch ziemlich fremdartige Merkmale aufweisen, so dass ich von einer sicheren Identificirung Abstand nehmen musste. Ich sehe mich daher genöthigt, den einzelnen Bestimmungen noch kurze Bemerkungen beizufügen.

Meine Aufsammlungen ergaben:

Orthoceras sp. Longicone Form, mit weit abstehenden Scheidewänden. Verzierungen nicht zu beobachten. Vielleicht *triadicum* MOJS., oder *lateseptatum* HAUER.

Monophyllites cf. *Morloti* HAUER.

Placites sp. Sehr flach und hochmündig, eng genabelt, theils an *placodes*, theils an *myophorum* erinnernd.

— sp. Eng genabelt, Querschnitt am Oberrande viel enger als am Nabel, theils an *praefloridum* MOJS. theils an *respondens* QUENST. erinnernd.

Cladiscites. Fein gestreift, Querschnitt ähnlich wie bei *morosus* und *pusillus*.

---

[1]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 318.

Arcestes n. sp. aff. *Ciceronis,* jedoch mit deutlichem Nabel wie *placenta,* aber dicker als dieser, und schmäler als *Ciceronis.*
— sp. Gross, anscheinend sehr eng genabelt. Querschnitt ähnlich wie bei *Klipsteini,* aber ohne Einschnürungen.
— sp. Mittelgross, eng genabelt, anscheinend mit vier Einschnürungen, theils an *Klipsteini,* theils an *sublabiatus* erinnernd, vielleicht nur ein kleineres Individuum der vorhergehenden Art.

Wenn nun allerdings auch keine genauere Bestimmung dieser Exemplare möglich ist, so zeigen obige Angaben doch so viel, dass es sich um Formen handelt, welche sich noch am ehesten mit Arten aus den Schichten mit *Lobites ellipticus, Trachyceras austriacum* und *Tr. Aonoides* vergleichen lassen, mithin also um die tieferen Horizonte der karnischen Stufe. Diese Annahme gewinnt auch dadurch an Wahrscheinlichkeit, dass die Kalke, aus denen obige Exemplare stammen, direct und zwar concordant unter den Bänken mit *Halobia austriaca* Mojs. lagern. Vermuthlich bildeten die Kalke der erwähnten Kuppe, aus welcher Bittner die oben genannten Fossilien anführt, ursprünglich die westliche Fortsetzung der Schichten, welche ich selbst ausgebeutet habe. Das ganze Schichtensystem von Wallbrunn wäre alsdann überkippt.

Vermuthlich von dem nämlichen Platze oder vielleicht von dem Fundpunkt der erst erwähnten Ammoniten liegt mir ein ziemlich wohlerhaltenes Exemplar eines *Pinacoceras* vor aus dem Nachlass des verstorbenen Sammlers Mine. Es hat mit *Pinacoceras parmaeforme* Mojs. grosse Aehnlichkeit, ist aber viel enger genabelt.

Was dem von mir ausgebeuteten Fundpunkt grössere Wichtigkeit verleiht, ist der Umstand, dass wir hier ein geschlossenes Profil des karnischen Hallstätter Kalkes vor uns haben. Die Gesammtmächtigkeit dürfte jedoch kaum mehr als 60—80 m betragen. Wir haben von oben nach unten:

1. Hellfarbige Cephalopoden-Bänke, ca. 20—30 m. Zone des *Lobites ellipticus* und des *Trachyceras austriacum* und *Tr. Aonoides?*
2. Bänke der *Halobia austriaca* Mojs., zusammen ebenso mächtig, jedoch nur immer in isolirten Partien aufgeschlossen und wohl durch fossilleere bunte Kalke getrennt.
3. Bank der *Halobia salinarum* Bronn.
4. Draxlehner Kalk — ca. 10 m. — Zone des *Subbullatus.*

Leider fehlt sowohl das eigentlich Hangende, als auch die Liegendschichten, doch ist es recht gut möglich, dass wir ersteres

in den norischen Hallstätter Kalken der nördlichen Kuppe von Wallbrunn zu suchen haben, die eben dann auf einer Bruchlinie eine seitliche Verschiebung nach Osten erfahren hätten. Südlich grenzt das Haselgebirge des Freudenberg- und Georgenberg-Stollen discordant an diesen Kalkcomplex. Nach Norden schneidet der Draxlehner Kalk mit einer fast senkrechten Verwerfungswand ab. Der Draxlehner Kalk streicht hier WSW.—ONO. und fällt mit 37° Süd; diese Verhältnisse zeigt auch noch annähernd der Cephalopoden-Kalk auf der Höhe der Kuppe, während er an der Wand bei der Schiessstätte ziemlich genau nördlich streicht und mit 50° nach Osten einfällt. Es ist dies jedoch eine in dem ganzen Gebiete wiederkehrende Erscheinung, dass die Kalkbänke an den Rändern der Plateaus durch Verrutschungen aus ihrer ursprünglichen Lage gekommen sind.

Während hier über die Lagerungsverhältnisse keinerlei Schwierigkeiten bestehen, geben die isolirten, nördlich anschliessenden Felskuppen umsomehr Räthsel zu lösen, doch verdienen sie immerhin einige Beachtung wegen der Häufigkeit von Halobien, Daonellen und *Monotis*. Eine dieser Felskuppen habe ich schon im Vorhergehenden erwähnt. Sie führt, wie bemerkt, *Halobia* cf. *lineata* Mojs. in einem rein weissen Kalk. Dieselbe Art findet sich an dem Weg zwischen Ebner- und Eckbauern, unmittelbar an der Landesgrenze. Neben ihr tritt daselbst jedoch auch noch die bedeutend kleinere *Halobia salinarum* Bronn, und zwar ebenfalls gesteinsbildend auf.

Endlich möchte ich das Vorkommen von sehr zweifelhaften karnischen Kalken am Brunnerhölzl, dem Rudolphköpfl der v. Lipold'schen Karte, erwähnen. Die hier aufgeschlossenen Kalke haben weisse oder graue Farbe, und bin ich nicht sicher, ob nicht doch der grössere Theil dieser Kuppe überhaupt schon dem Jura-Zinkenkalk und den Oberalmer Schichten — letztere sind an der Ostseite ganz bestimmt vorhanden — angehört. An der südwestlichen Ecke dieser Kuppe fand ich jedoch beim Zerschlagen eines anstehenden Schichtenkopfes das Bruchstück eines Ammoniten, der, wie Herr Dr. Pompeckj glaubt, sich nach der Art seiner Berippung und Lobenzeichnung nur mit *Tropites bullatus* vergleichen lässt. Das Gessein ist ein gelblichgrauer, dichter Kalk, so dass also die obere Abtheilung der karnischen Stufe in unserem Gebiete möglicherweise sogar in dreierlei Ausbildung vorhanden wäre.

Norischer Hallstätter Kalk.

Der Hallstätter Kalk der norischen Stufe enthält in manchen Lagen zahllose Cephalopoden, und zwar sind dies meist bunt gefärbte Schichten. Die dazwischen befindlichen hellen Kalke sind

dagegen ganz leer oder doch sehr arm an Fossilien. Die reichsten Fundplätze sind die Nordwest-Ecke des Rappoltstein — Jodlerwald —, das Aiglköpfl, — die Südseite des Luegstein — Hiesenbauer, die Südseite des Moserstein und das Putzenköpfl, doch habe ich nur an den drei erstgenannten Plätzen grössere Aufsammlungen vorgenommen. Auch im Raingraben ist eine kleine Wand sehr reich an Fossilien — *Arcestes subumbilicatus* und *Heterastridium.*

Ein seit langer Zeit bekannter, schon von v. SCHAFHÄUTL ausgebeuteter Fundpunkt, von welchem auch v. GÜMBEL eine Anzahl Fossilien nambaft macht, ist eine kleine Felswand in dem Graben zwischen dem oberen Barmstein- (Käppel) lehen und dem Rappoltstein, doch haben die darauf sitzenden Ammoniten durch Verwitterung und Sprengungen sehr gelitten. Viel schöner ist dagegen die Wand beim Hiesenbauer, auf welcher zahlreiche Durchschnitte von *Heterastridium,* Orthoceraten, *Pinacoceras Metternichi,* Cladisciten und Arcesten nebst Crinoiden-Stielgliedern zu sehen sind. Auch zeigt sich prächtige Karrenbildung. Ich möchte allen Fachgenossen dringend die Schonung dieses herrlichen geologischen Demonstrationsobjectes anempfehlen, zumal die nämlichen Versteinerungen in allernächster Nähe zu erhalten sind, und der erwähnte, ehemals so berühmte Fundplatz beim Käppellehen, wie eben bemerkt, so sehr gelitten hat.

Für das Studium der Schichtenfolge empfiehlt sich der Besuch des Aiglköpfl, an dessen nördlichster Ecke noch die karnische Stufe angedeutet zu sein scheint, während nach Süden die mächtigen hellen, rothen und grauen Schichten der norischen Stufe folgen. Die Färbung ist jedoch eine ausserordentlich wechselnde, wenn auch die graue Farbe nach oben zu überwiegt. Wer ein Freund recht difficiler faunistischer Gliederung ist, hätte daselbst auch hierzu reichliche Gelegenheit, denn es lässt sich deutlich beobachten, dass z. B. in einer Bank die Orthoceraten, in einer anderen *Arcestes subumbilicatus,* in einer weiteren *Rhacophyllites occultus* überwiegen — letzterer namentlich mehr in den mittleren rothen, die beiden ersteren mehr in den höheren grauen und gelblichen Lagen. Die übrigen Arcesten, sowie *Cladiscites* finden sich insbesondere in rothgefärbten Schichten, welche überhaupt im Allgemeinen die fossilreicheren zu sein pflegen. Bei genauerer Prüfung zeigt sich jedoch, dass wohl alle Arten von unten bis oben durchgehen.

Im Folgenden gebe ich ein Verzeichniss der von mir beobachteten Cephalopoden der norischen Stufe.

	Rappoltstein.	Aiglköpfl.	Hiesenbauer.	Putzenköpfl.	Sonstige Fundorte der Halleiner Gegend.	Wichtigste Fundorte im Salzkammergut.
Orthoceras cf. *lateseptatum* HAUER	h	—	—	—		Sommeraukogel. Sandling Gastrop.
— *salinarium* BRONN	sh	sh	h	s	Barmsteinlehen	Steinbergkogel. Rossmoos. Leisling.
Atractites sp.	—	s	—	—	—	
Nautilus Quenstedti MOJS.	—	—	s	—	—	Sommeraukogel.
— *haloricus* MOJS.	—	—	s	—	—	Steinbergkogel.
— *obtusus* MOJS.	—	—	s	—	— —	„ Rossmoos. Leising.
— *acutus* MOJS.	s	—	s	—	Barmsteinlehen	Steinbergkogel. Rossmoos. Leisling. Sommeraukogel.
— *modestus* MOJS.	s	—	—	—	—	Steinbergkogel.
Megaphyllites insectus MOJS.	h	—	—	h	—	„ (*Christoc.*-Sch.) Sandling Gastrop.
Monophyllites patens MOJS.	h	h	h	s	—	Sommeraukogel.
Rhacophyllites occultus MOJS.	—	s	h	—	—	Steinbergkogel. Sandling Gastrop.
Pinacoceras Metternichi HAUER.	h	h	h	—	Barmsteinlehen	Steinbergkogel. Rossmoos.
— *oxyphyllum* MOJS.	s	—	s	—	—	Steinbergkogel. Rossmoos. Sommeraukogel. (*Pinac. parma* - Sch.
— *myophorum* MOJS.	h	h	—	—	—	Sandling Gastrop. Leisling. Sommeraukogel.
Cladiscites juvavicus MOJS.	—	—	s	—	—	Sandling Gastrop.
— *multilobatus* MOJS.	h	s	h	s	Barmsteinlehen	Steinbergkogel. Rossmoos. Leisling.
— *diuturnus* MOJS.	h	s	h	s	Barmsteinlehen	Sommeraukogel. Rossmoos. Sandling Gastrop. Leisling mit *Trach. Giebeli.*
— *cinereus* MOJS.	s	—	s	—	Barmsteinlehen	Sommeraukogel. Rossmoos.
— *tornatus* MOJS.	s	s	s	—	Barmsteinlehen	Steinbergkogel. Rossmoos.
— cf. *obesus* MOJS.	—	—	s	—	—	Leisling.
— *neortus* MOJS.	—	s	—	—	—	Sommeraukogel. Sandling Gastrop.
— *ruber* MOJS.	—	s	—	—	—	Sandling Gastrop.
Arcestes gigantogaleatus MOJS.	h	—	s	—	Barmsteinlehen	Steinbergkogel. Rossmoos. Leisling.
— *obtusogaleatus* MOJS.	s	—	s	—	—	Sommeraukogel mit *Pinac. parma.*
— *parvogaleatus* MOJS.	s	—	—	—	—	Sandling Gastrop.
— *polycaulus* MOJS.	h	—	—	—	—	Steinbergkogel.
— *intuslabiatus* MOJS.	h	h	h	h	Zill? Barmsteinlehen	„ Rossmoos.

	Rappoltstein.	Aiglköpfl.	Hiesenbauer.	Putzenköpfl.	Sonstige Fundorte der Halleiner Gegend.	Wichtigste Fundorte im Salzkammergut.
Arcestes hypocyrtus Mojs.	s	—	—	—	—	Steinbergkogel. Rossmoos.
— *didymus* Mojs.	s	—	—	—	—	Sandling Gastrop.
— *oligosarcus* Mojs.	s	s	—	—	Barmsteinlehen	Steinbergkogel.
— *Diogenis* Mojs.	s	s	s	—	—	Sommeraukogel und Sandling mit *Trachyc. bicrenat.*
— *subumbilicatus* Mojs.	sh	sh	sh	h	Raingraben Barmsteinlehen	Steinbergkogel. Rossmoos. Leisling.
— *monoceros* Mojs.	s	—	—	—	—	Sandling Gastrop.
— *planus* Mojs.	s	—	—	—	—	„ „
Cyrtopleurites Hutteri Mojs.	—	s	—	—	—	Sommeraukogel.
Sagenites reticulatus Mojs.	—	—	s	—	—	Steinbergkogel.
— cf. *Ransonneti* Mojs.	s	—	—	—	—	„
Cochloceras	h	—	—	—	—	Sandling Gastrop.

Da die von mir ausgebeuteten Schichten am Rappoltstein höchstens eine Mächtigkeit von zwei Metern besitzen, die nämliche Fauna aber mit geringen Abweichungen an allen Fundplätzen wiederkehrt, so kann an der Einheitlichkeit dieser Fauna auch nicht der leiseste Zweifel bestehen. Das Fehlen oder die Seltenheit der einen oder der anderen Art an diesem oder jenem Fundplatz ist lediglich dem Zufall zuzuschreiben, und können daher diesbezügliche Angaben durch erneute Aufsammlungen sehr leicht eine vollständige Correctur erfahren. Dass diese oder jene Art mehr auf gewisse Bänke beschränkt ist, habe ich schon oben bemerkt.

Ein Vergleich mit den angeführten Localitäten im Salzkammergut ergiebt folgendes Verhältniss:

Mit dem Steinbergkogel gemeinsam . . . 19 Arten
„ Rossmoos gemeinsam . . . . . . 13 „
„ dem Sommeraukogel gemeinsam . . 12 „
„ den Gastropoden-Schichten vom Sandling 13 „

Nach der neuesten Gliederung der Hallstätter Kalke hätten wir es mit den „mitteljuvavischen und oberjuvavischen Hallstätter Kalken“ v. Mojsisovics's zu thun.

Ausser den genannten von mir gesammelten Arten kommen übrigens im Halleiner Gebiet nach den Angaben v. Mojsisovics's noch mehrere Arten vor. Da ich sie jedoch nicht selber nach-

weisen konnte und auch den genaueren Fundort nicht kenne, habe ich es vorgezogen, sie aus obiger Tabelle wegzulassen. Es sind „aus rothem Marmor von Dürrnberg“:

Distichites Harpalos Dittm.[1])
— *celticus* Mojs.[2]),

auch „westlich von den Barmsteinen“
Glyphidites docens Mojs.[3]),

aus rothem Marmor mit *Cyrtopleurites bicrenatus* von Hallein
Sirenites Achillis Mojs.[4]),

aus rothem Kalk von den Barmsteinen
Halorites Alexandri Mojs.[5])

Wahrscheinlich hat v. Mojsisovics wie gewöhnlich diese Arten nicht selbst gesammelt, sondern von einem Sammler bekommen. Ein jedenfalls sehr dankbarer Fundort ist mir leider bisher entgangen, nämlich die Fundstelle des *Halorites superbus* Mojs. Ich kenne nur zwei Stücke aus dem Nachlass des verstorbenen Sammlers Mine. Ausserdem vermuthet v. Mojsisovics, dass *Arpadites Lilli* Gümb.[6]) vom „Priesterlehen“ bei Berchtesgaden vom Barmsteinlehen stamme. Das Priesterlehen liegt jedoch in der That bei Berchtesgaden, und kommt diese Art daher nicht für uns in Betracht.

Gastropoden finden sich nach Koken[7]) am Barmsteinlehen und am Rappoltstein und citirt dieser Autor hier aus norischem Kalke:

Sisenna Daphne Dittm. *Tectus Hörnesi* Koken.
Kokeniella pettos Koken. *Hologyra obtusangula* Koken.
Trochus fasciatus Hörn. sp.
Trochus (Tectus) strobiliformis Hörn., ebenfalls vom Rappoltstein, aber aus unsicherem Horizonte stammend.

Von diesem Fundorte liegt mir nun kein Gastropoden-Material vor, dagegen fand ich am Putzenköpfl bei Dürrnberg einen Kalkblock mit vielen Gastropoden und Jugendexemplaren von Cephalopoden — *Orthoceras salinarium, Megaphyllites insectus, Monophyllites patens, Cladiscites multilobatus, diuturnus, Arcestes intuslabiatus, Pinacoceras myophorum.*

---

[1]) Hallstätter Cephalopoden, II. Theil, p. 600.
[2]) Ibidem, p. 601.
[3]) Ibidem, p. 447.
[4]) Ibidem, p. 769.
[5]) Ibidem, p. 20.
[6]) Ibidem, p. 464.
[7]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1896, p. 41—49 und: Die Gastropoden der Trias von Hallstatt. Abhandl. k. k. geol. R.-A., XVII, 1897.

Herr Prof. Koken war so freundlich, diese Gastropoden zu bestimmen. Es sind:

Coelostylina sp.
Natica salinaria Kok.
Ventricaria cf. *tumida* Hörn. sp.*
Enantiostoma sinistrorsum Hörn. sp.*

Pleurotomaria Haueri Hörn.*
— *subscalariformis* Hörn.*
— sp.

Von vieren (mit * bezeichnet) ist auch der Horizont, in welchem sie sonst vorkommen, näher bekannt, und zwar sind es die „norischen Gastropoden-Schichten vom Sandling".

v. Gümbel giebt vom Barmsteinlehen[1]) „*Loxonema elegans*" und „*Phasianella variabilis*" an.

Bivalven kommen am Rappoltstein, besonders in der Nähe der Barmsteinlehen nicht allzu selten vor. Ich selbst fand in dem Graben unterhalb der erwähnten Stelle mit den norischen Cephalopoden einen losen Block mit Bivalven, die jedoch keine genauere Bestimmung erlauben; dem äusseren Ansehen nach handelt es sich um *Anoplophora,* ähnlich der *recta.* Ich lege ausserdem auf diese Funde auch deshalb kein besonderes Gewicht, da ich nicht entscheiden konnte, ob dieser Block aus den norischen oder aus den karnischen Kalken stammt, die beide in nächster Nähe anstehen und nicht allzu selten Bivalven führen. Ein Stück der gleichen Art habe ich jedoch selbst aus den anstehenden *Subbullatus*-Schichten herausgeschlagen. Immerhin möge erwähnt sein, dass sehr ähnliche oder sogar identische Formen auch in den Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Versuchsstollen und in den Dachsteinkalkblöcken der Südhänge des Hochbrett anzutreffen sind. Aus den norischen Hallstätter Kalken vom Jodlerwald, auf der Nordwestecke des Rappoltstein, erhielt ich einen *Megalodus*-ähnlichen Steinkern, eine *Lima* oder *Mysidioptera* und ausserdem *Pecten cutiformis* Hörn. und *Monotis salinaria* Bronn.

Vom Barmsteinlehen nennt v. Gümbel[1]): *Cyprina lingulata, Monotis salinaria, Pecten alternans* und *reticulatus.* In der Sammlung des Oberbergamts fand ich einige Bivalven als *Nucula salinaria, Modiola impressa* und *Ostrea subanomioides* bestimmt. Herr Dr. v. Ammon hatte die Freundlichkeit, mir diese Stücke zu zeigen, wofür ich ihm hier meinen besten Dank aussprechen möchte. Mit Ausnahme von *Ostrea* handelt es sich auch hier um Stücke, deren generische Bestimmung sehr grosse Schwierig-

[1]) Geologie von Bayern, p. 249.

keiten bietet. Die erwähnte *Nucula* möchte ich eher für *Cardita* oder *Megalodus* oder *Schizodus*, die *Modiola* hingegen für eine *Anoplophora* halten. *Ostrea subanomioides* erinnert an die unterliasische *Ostrea Rhodani*. Die vier erstgenannten kenne ich nicht aus eigener Anschauung.

Am Aiglköpfl fand ich *Pecten scutella* Hörn., *Monotis salinaria* Bronn und *Halobia Charlyana* Mojs. zusammen mit Cephalopoden der norischen Stufe. Ob die Bänke mit *Monotis salinaria* von Wallbrunn und vom Kälberstein selbst schon der norischen Stufe angehören, lässt sich keineswegs mit voller Sicherheit entscheiden, wohl aber ist soviel gewiss, dass sie unmittelbar an bunte Kalke mit norischen Ammoniten angrenzen. In den unzweifelhaft norischen Hallstätter Kalken kommen die *Monotis* nur vereinzelt, wenn auch stellenweise nicht selten vor. Beim Hiesenbauer findet man *Monotis salinaria* sehr oft auf *Pinacoceras Metternichi* anhaftend. Sie kommt auch im rothen Ziller Bruch vor.

Die Brachiopoden haben durch A. Bittner[1]) eine sehr eingehende Bearbeitung erfahren, und habe ich seinen Angaben nichts weiter beizufügen. Ich begnüge mich deshalb, die Verbreitung der einzelnen Arten aus dem Hallstätter Kalk unseres Gebietes in einer Tabelle zusammenzufassen, wobei * bedeutet von mir selbst beobachtet.

(Siehe die Tabelle auf pag. 376)

Die allenthalben häufigen Crinoideen-Reste sind theils Stielglieder, theils Wurzelstöcke. Sie gestatten indess keine generische Bestimmung. Es handelt sich vermuthlich um mindestens zwei Arten, wenn nicht um zwei Gattungen. Die Sculptur der Gelenkfläche erinnert eher an *Millericrinus* als an *Encrinus*, nur *Encrinus granulosus* von St. Cassian hat entfernte Aehnlichkeit.

Im Ganzen etwas seltener als Crinoiden-Reste sind die nuss- bis faustgrossen Kugeln von *Heterastridium conglobatum* Reuss. Sie scheinen mehr an einzelne Bänke gebunden zu sein, treten aber dann zuweilen, wie z. B. an einer Stelle im Raingraben geradezu gesteinsbildend auf. Am Rappoltstein sind sie ziemlich selten, um so zahlreicher dagegen beim Hiesenbauer und am Moserstein. Von *H. lobatum* Reuss fand ich nur ein Stück und zwar am Aiglköpfl.

Dachsteinkalk.

Dieser Kalk spielt in unserem Gebiete eine äusserst unbedeutende Rolle, zeichnet sich jedoch wenigstens an einer Stelle durch reichliche Fossilführung aus, nämlich an der nördlichen

[1]) Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. k. k. geolog. R.-A., XIV, 1890 und Nachtrag I, p. 21, 22.

	Karnisch.	Norische Hallstätter Kalke.			
	Rappoltstein.	Rappoltstein.	Barmsteinlehen.	Rother Kalk von Zill.	Sonstige Fundorte.
Rhynchonella aemulatrix Bittn.	—	—	—	—	*Monotis*-Bänke von Dürrnberg.*
— *castanea* Schafh. sp.	+*	—	—	—	—
— *halophila* Bittn.	+*	—	—	—	—
— *nux* Suess sp.	+*	+*	+	—	Putzenköpfl.* Luegstein.
— *subbullati* Bittn.	+*	—	—	—	—
— *longicollis* Suess	+	—	—	—	Westl. v. den Barmsteinen und loser Kalk am Lärcheck.
— *Schönni* Bittn.	—	—	—	+	—
— *juvavica* Bittn.	—	—	—	+	—
— *lunata* Gümb.[1]	—	—	—	—	Draxlehner Bruch.
Halorella amphitoma Bronn sp.	—	+*	+*	—	Aiglköpfl.* Hiesenbauer.* Wallbrunn.*
— *plicatifrons* Bittn.	—	—	—	—	Wallbrunn. Ostabhang.
— cf. *rectifrons* Bittn.	—	—	+	—	—
Spirigera hexagona Bittn.	—	—	—	—	Draxlehner Bruch. Findlingsblock.
— *Deslonchampsi* Suess	—	—	?	—	—
Spiriferina sp.[2]	—	—	—	—	Mundloch des Wolf-Dietrichstollen.*
Lingula sp.	—	—	—	—	Westl. v. den Barmsteinen.

Kuppe von Wallbrunn oberhalb dem Bachbauern. Er ist hier anscheinend stark zersetzt, so dass die obersten Bänke zu losen Blöcken zerfallen sind, und war ich daher lange im Zweifel, ob hier wirklich von anstehendem Gestein die Rede sein könnte. Erst nach einigem Suchen gelang es mir, auch eine kleine Felswand von Dachsteinkalk aufzufinden. Dass dieser Kalk indessen wirklich anstehen muss und nicht etwa bloss durch lose Blöcke,

[1]) Ich habe dieses Stück selbst gesehen und bin nach dem Aussehen des Gesteins fast versucht, an dessen Herkunft aus Hallstätter Kalk zu zweifeln. Es erinnert sehr an Lärcheckkalk, und könnte es sich daher allenfalls um ein kleines Exemplar von *projectifrons* oder *protractifrons* handeln.

[2]) Nur eine kleine Klappe.

die aus grösserer Entfernung gekommen wären, vertreten ist, geht übrigens auch daraus hervor, dass ihnen keine Findlinge einer anderen Gesteinsart beigemengt sind, was doch sicher der Fall sein müsste, wenn wir es etwa mit einer moränenartigen Bildung zu thun hätten.

Was die Fossilführung betrifft, so enthält dieser Dachsteinkalk vorwiegend *Halorella amphitoma* und Arcesten, und zwar anscheinend den echten *subumbilicatus*. Bittner[1]) führt von hier und vom Moserstein fast alle überhaupt im Dachsteinkalk beobachteten Brachiopoden-Arten an. Unter Moserstein sind jedoch in diesem Falle nur die Steinhaufen zwischen dieser Kuppe und dem Putzenköpfl zu verstehen, doch kann dieser Platz eigentlich nicht in Betracht kommen, denn diese Steinhaufen sind nur zusammengeführt worden; ihr Material stammt thatsächlich von Wallbrunn. Bittner sammelte:

Terebratula piriformis Suess.
— *Sturi* Laube var.
Waldheimia patricia Bittn.
— *festiva* Bittn.
Rhynchonella Lilli Bittn.
— ex aff. *variabilis* Schloth.
— *uncinellina* Bittn.
— *misella* Bittn.
— *guttula* Bittn.
Halorella amphitoma Bronn.
— *rectifrons* Bittn.
— *plicatifrons* Bittn.
Spiriferina cf. *Suessi* Winkl.
— cf. *Emmerichi* Suess.
Spirigera sp. aff. *Wissmanni* Münst. sp.
Retzia modesta Bittn.
— *Schwageri* var. *fastosa* Bittn.

Ich konnte allerdings nur die drei Halorellen-Arten sowie *Retzia modesta* und *Spiriferina Suessi* auffinden.

Jedenfalls haben wir es hier mit einer völlig isolirten Scholle zu thun, die zu den angrenzenden Hallstätter Kalken mit *Monotis*, *Halobia* und Cephalopoden in keiner directen Beziehung steht.

Eine kleine Partie Dachsteinkalk scheint auch auf dem Plateau oberhalb Zill, beim Eckbauer oberhalb der Hühnerleite vorhanden zu sein, wenigstens sind hier neben Blöcken von typischem Hallstätter Kalk auch solche von echtem Dachsteinkalk. Es wäre wohl möglich, dass er das Hangende des dortigen Ramsaudolomites bildet. Seine Mächtigkeit könnte jedoch nur ganz unbedeutend sein.

Die Gliederung der Trias im Halleiner Gebiet.

In der Umgebung von Hallein zeigt diese Facies, wie aus obigen Schilderungen hervorgeht, eine zweifache Entwickelung

[1]) Brachiopoden d. alpinen Trias. Abhandl. k. k. geol. R.-A., 1890.

Die einzelnen Glieder lassen sich etwa in folgender Weise in Parallele bringen, wobei jedoch die obere und untere Grenze des Ramsaudolomits gänzlich unsicher bleibt.

Normale Facies.	Hallstätter Facies.	
Grauer, typischer Dachsteinkalk.	Norischer Hallstätter Kalk.	
Ramsaudolomit,	Karnischer Hallstätter Kalk	Draxlehner Kalk. Stufe des *Tropites subbullatus.*
		Halobien-Bänke.
		Stufe des *Pinacoceras parmaeformis.*
	Lärcheckkalk (Schreyeralmschichten).	

Tiefere Triasschichten sind wenigstens im Hallein-Dürrnberger Gebiet nicht aufgeschlossen, und lässt sich folglich nicht ohne Weiteres entscheiden, welcher von beiden Facies das Haselgebirge angehört. Es ist nur soviel sicher, dass dasselbe dem Niveau der obersten Werfener Schiefer, vielleicht auch noch dem Reichenhaller Kalk entspricht. Da jedoch die Facies des Ramsaudolomit-Dachsteinkalks trotz ihrer weiten Verbreitung niemals Salzlager aufweist, solche aber gerade im Salzkammergut stets in den Gebieten der Hallstätter Facies vorhanden sind, so werden wir kaum fehlgehen, wenn wir auch hier das Salzlager als zur Hallstätter Facies gehörig betrachten. Diese Annahme erfährt auch dadurch eine Bekräftigung, dass früher bei Schellenberg[1]) Salz gewonnen wurde, und ausserdem noch jetzt eine Soolquelle bei Kaltenhausen[2]) existirt. Beide Stellen fallen aber in's Gebiet der Hallstätter Facies vom Rappoltstein, Barmsteinlehen und Schellenberg (Tiefenbach) — Ramsaudolomit und Dachsteinkalk fehlen in diesem Gebiete vollständig. Man könnte gegen diese Annahme allerdings einwenden, dass in Reichenhall zwar Soolquellen existiren, trotzdem keine Kalke der Hallstätter Facies vorhanden sind. Dieser Einwand verliert aber dadurch an Bedeutung, dass es in Reichenhall eben doch nur Soolquellen sind, ein eigentliches Salzlager aber bisher noch nicht nachgewiesen werden konnte und wahrscheinlich auch überhaupt nicht existirt.

Wir dürfen also wohl das Salzlager zusammen mit den Mergeln und Glanzschiefern des Haselgebirges als das tiefste Glied der Hallstätter Triasfacies betrachten, denn der vermuthlich — direct ist es anscheinend noch nirgends beobachtet worden —

---

[1]) v. GÜMBEL, Geognost. Beschreib. d. bayr. Alpengeb., 1861, p. 171.

[2]) v. MOJSISOVICS, Bericht über die Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1869, p. 167.

darunter befindliche Buntsandstein kann, streng genommen, keiner der verschiedenen nordalpinen Triasfacies zugeschrieben werden, er bildet vielmehr nur deren Basis.

Immerhin will ich nicht verhehlen, dass obiges Schema der beiden Triasfacies für unser Gebiet noch keineswegs als vollkommen sichergestellt gelten kann, wenn es auch ziemlich viel Wahrscheinlichkeit für sich hat, da es sich eben bei der geringen Mächtigkeit des Ramsaudolomits nicht entscheiden lässt, ob derselbe hier wirklich als das untere Glied der normalen Facies auftritt. Es wäre nämlich auch möglich, dass der dem Salzlager aufliegende Ramsaudolomit des Hahnrains nicht bloss zufällig, sondern auch das echte Hangende desselben bilden würde, und zweitens, dass Draxlehner Kalk auch noch in der norischen Stufe vertreten wäre. Der letztere Fall wäre allerdings von höchst geringer Wichtigkeit, da es sich ja doch allenfalls nur um ein paar sehr wenig mächtige Bänke handeln würde; hingegen wäre es sehr erwünscht, über die Bedeutung des Ramsaudolomites vom Hahnrain vollkommen in's Reine zu kommen. Der Umstand, dass neben ihm, ebenfalls dem Salzlager aufliegend, Hallstätter Kalk vorhanden ist, dieser aber augenscheinlich nur als losgetrennte Scholle an seine jetzige Stelle gekommen ist, spricht zwar allerdings dafür, dass auch das Gleiche für den dortigen Ramsaudolomit zutreffen könnte, allein es ist doch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass er auch wirklich normal auf dem Salzlager sich befindet und dessen Hangendes repräsentirt und daher in obigem Schema zwischen dieses und den Muschelkalk des Lärcheck etwa als theilweiser Repräsentant des Reichenhaller Kalkes eingeschaltet werden müsste.

Vielleicht bringen spätere Untersuchungen in dieser Frage eine definitive Entscheidung, doch ist es auch recht wohl möglich, dass nur durch Untersuchungen in einem anderen Gebiete der Hallstätter Facies eine definitive Lösung erzielt werden wird, ebenso darüber, ob Reichenhaller Kalk als solcher in der Schichtenreihe der Hallstätter Facies vorkommt, oder ob alle Horizonte zwischen Muschelkalk — Schreyeralm-Schichten — und Buntsandstein lediglich durch das Salzlager vertreten werden. Die bisher vorliegende Literatur giebt hierüber keine befriedigende Auskunft. Es dürfte sich daher empfehlen, auch die Gebiete von Ischl, Aussee und Hallstatt einem erneuten Studium zu unterziehen, das vor Allem auf diese Momente gerichtet sein müsste.

Tektonik des Gebietes.

Wie schon Eingangs erwähnt, hat das Terrain in unserem Gebiete seine Configuration ausschliesslich verschiedenen Brüchen

und der Ueberschiebung des Haselgebirges auf jüngere Schichten zu verdanken. Nur im Untergrunde ist nach den Verhältnissen im Wolfgang-Dietrichstollen vielleicht eine Art Aufwölbung anzunehmen, die aber gleichfalls mit Entstehung von Brüchen und Einsinken jüngerer Schichten zwischen ältere verbunden war.

Verfolgen wir nunmehr die Bruchlinien, welche in unserem Gebiete zu beobachten sind, so sehen wir, dass auch hier deutlich Längs- und Querbrüche zu unterscheiden sind. Fasst man die Bruchlinien, welche zum Salzachthal parallel laufen als Längsbrüche, jene aber, welche diese ersteren unter einem rechten oder einem spitzen Winkel schneiden, als Querbrüche auf, so zeigt sich, dass die Längsbrüche hier keineswegs die nämliche Richtung haben, wie jene im benachbarten Berchtesgadener Lande, wir sehen vielmehr, dass der Hauptlängsbruch dieses Gebietes, der das Thal der Ramsauer und Berchtesgadener Ache vorgezeichnet hat, sich an der Mündung der Laros in die Ache in mehrere Linien spaltet, die sich dann selbst wieder gabeln und im Halleiner Gebiete einen Theil der Querbrüche bilden. Jedoch ist deren Zusammenhang mit der grossen Ramsaubruchlinie nicht immer deutlich zu beobachten.

Was nun zunächst die Längsbrüche betrifft, so ist der wichtigste derselben jener, welcher oben im Raingraben beginnt und in nördlicher Fortsetzung von Hallein neben dem Barmstein verläuft. Dieser Längsbruch spielt eine sehr bemerkenswerthe Rolle, denn er bildet eine ungemein scharfe Grenze zwischen Jura und Trias. Der zweite Längsbruch ist weniger auffällig und überdies auch etwas kürzer. Er verläuft von Dürrnberg an der Ostseite der Höhe von Wallbrunn und Hühnerleite gegen den Aiglbauern und nimmt hier wie der ersterwähnte bei Hallein eine mehr nordwestliche Richtung an, längs den östlichen Abstürzen des Rappoltstein. Er bewirkt die Steilränder der beiden Kuppen von Wallbrunn und vor und hinter der Hühnerleite und wohl auch die allerdings nur geringe Verschiebung einer Partie Hallstätter Kalk gegen Ramsaudolomit am Weg von Hühnerleite nach Zill. Ein dritter Längsbruch von noch geringerer Ausdehnung verläuft am Ostrande des Lärcheckkopfs (Lärcheckwald der topographischen Karte), ein vierter am Westrande dieser Kuppe neben dem Lärchlehen gegen die Ziller Strasse und bewirkt dort eine Verschiebung des Ramsaudolomites.

Was die Querbrüche anlangt, so kann ihre Richtung, da sie meist durch Theilung einer Bruchlinie entstanden sind, naturgemäss höchstens erst in ihrem weiteren Verlauf wieder eine annähernd parallele werden.

Der erste Querbruch zieht zwischen Lärcheck und Brän-

delberg hin und macht sich durch den Steilabfall der Westseite des Lärcheck bemerkbar. Er setzt sich wohl noch über Zill hinaus gegen die Wegscheid hin fort und trennt den Hallstätter Kalk des rothen Ziller Bruchs von dem weissen Kalk und dem hinter diesem befindlichen Ramsaudolomit. Möglicherweise darf auch noch die Spalte zwischen Aiglköpfl und Luegstein auf diesen Bruch zurückgeführt werden. Der zweite Querbruch verläuft auf der Ostseite des Lärcheck und trifft den erwähnten vierten Längsbruch etwa beim Lärchlehen unter spitzem Winkel. Der Hauptast der Ramsaubruchlinie streicht, über Tag allerdings wenig bemerkbar, an die Nordseite des Zinken. Ein seitlicher Ast derselben geht auf der Südseite von Wallbrunn vorbei auf der Grenze des Hallstätter Kalkes und des Haselgebirges. Ob dieselbe noch die jetzige Lage der norischen Kalke des Mosersteins bedingt, oder ob dieselben bei der Ueberschiebung des Haselgebirges an ihren nunmehrigen Platz gekommen sind, wage ich nicht zu entscheiden. Ein schön aufgeschlossener Querbruch schneidet den Draxlehner Kalk von Wallbrunn nördlich ab und bildet wohl, durch den zweiten Längsbruch etwas nach Norden verschoben, die Südgrenze des Hallstätter Kalkes vom Luegstein. Ein weiterer Querbruch ist wohl auch an der Grenze des Ramsaudolomits und des Hallstätter Kalkes auf der Höhe südlich von Zill anzunehmen.

Minder auffallende Querbrüche von geringer Ausdehnung lassen sich an den Triaskuppen am linken Ufer des Raingraben mehrfach beobachten und bewirken das treppenförmige Ansteigen dieser Felspartien. Bruchlinien verlaufen ferner an dem Nordrande des Rappoltstein und des Aiglköpfl, sowie zwischen Rappoltstein und der zwischen ihm und der Ziller Strasse befindlichen Kuppe. Mit der grossen Ramsauer Bruchlinie stehen sie jedoch in keiner Beziehung und haben sie wohl nur secundären Vorgängen ihre Entstehung zu verdanken. Auf kleinere Brüche ist endlich wohl auch die Terrassenbildung zwischen Grub und dem oberen Barmsteinlehen zurückzuführen sowie die Verschiebungen der Halobienbänke zwischen Eckbauer und Ebnerbauer, welche Bänke wohl ursprünglich mit einander in directem Zusammenhang waren.

Dies wären die auffälligsten Brüche, welche über Tag zu beobachten sind. Dass solche jedoch auch ausserdem noch in der Tiefe existiren, zeigt die Schichtenfolge im Wolfgang-Dietrich- und im Johann-Jacobstollen, und zwar stehen diese Brüche in keiner directen Beziehung zu den bereits erwähnten Bruchlinien. Auf diese vielfachen Brüche nun können wir die ganze Terrainconfiguration unseres Gebietes zurückführen, die selbst natürlich,

wieder durch den geologischen Bau desselben, vor Allem durch die Reihenfolge und den Charakter der einzelnen Glieder der Trias bedingt ist. Faltung hat hier wenigstens in den Triasschichten niemals stattgefunden, höchstens die Andeutung einer solchen liesse sich, wie bereits bemerkt, allenfalls aus der Schichtenfolge im Wolf-Dietrichstollen folgern, doch käme auch sie an der Oberfläche nirgends zur Geltung.

Durch die erwähnten Brüche wurden vor Allem die ursprünglich horizontal liegenden und vielleicht zum grösseren Theil von Jura und Neocom überlagerten Triasschichten in mehrere grosse Schollen zerlegt, die ich, um zugleich ihr Verhältniss zur gegenwärtigen Terraingestaltung zu veranschaulichen, als „Massive“ bezeichnen will. Es sind dies im nördlichen Theile des Gebietes jenes vom Rappoltstein sowie das vom Barmsteinlehen, im östlichen Theil das vom Aiglköpfl-Luegstein, das vom Putzenköpfl-Wolf-Dietrichstollen, im Centrum jenes von Hühnerleite-Wallbrunn, und im Südwesten jenes vom Lärcheckwald und jenes vom Lärcheck selbst. Die ehemals vorhandene Jura- und Neocombedeckung scheint zum grössten Theil an den Rändern unseres Gebietes abgerutscht zu sein, und hat sich hierbei im Osten wenigstens der Jura zu einem steilen Sattel aufgerichtet — Barmstein und Raspenhöhe, doch sind im nördlichen Theile unseres Gebietes einige kleinere, im südlichsten Theile aber sogar grössere Complexe dieser jüngeren Schichten erhalten geblieben.

Das Massiv des Rappoltstein und jenes vom Barmsteinlehen zeigen relativ geringe Störungen. Das erstere erfuhr Hebung am Ostrande und Senkung am Westrande, wobei jedoch die westlichste Partie unter dem Poschachlehen noch abgetrennt und umgekippt wurde; die Schollen bekamen im Allgemeinen ein mehr nord-südliches Streichen und ein westliches Fallen. Die Hebung am Ostrande war jedoch nicht sehr bedeutend, denn nur Schichten der *Subbullatus*-Zone wurden hierdurch zu Tage gebracht. Das Massiv der Barmsteinlehen erfuhr hingegen eine Senkung nach Süden und Osten, verbunden mit treppenförmigem Ansteigen nach Norden. Fast noch geringer waren die Veränderungen des Massivs Aiglköpfl-Luegstein, denn die Hallstätter Kalke wurden hier nur in mehrere Schollen zertheilt und an ihrem Nordrande gehoben, an ihrem Südrande aber gesenkt. Zugleich fanden am östlichen Steilrande gegen den Raingraben zu Rutschungen statt, die mit Drehung der gelösten Schichtenpartien verbunden waren. Ganz ähnliche Vorgänge erfolgten auch am Putzenköpfl-Massiv, nur dass hier die einzelnen Schollen gegen Süden zu in rasch ansteigenden Treppenstufen gehoben wurden.

Es ist höchst wahrscheinlich, dass diesem Massiv auch ein

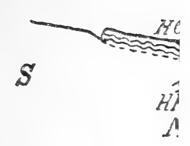
Theil der im Wolf-Dietrichstollen auftretenden Kalke, incl. dem ersten Ramsaudolomit und vielleicht auch dem Ziller Kalk angehören, für die Hallstätter Kalke am Anfang dieses Stollens ist das sogar unzweifelhaft sichergestellt, dagegen scheint es sich bei den folgenden Schichtencomplexen um ein weiteres, über Tag nicht aufgeschlossenes Massiv zu handeln, dessen Beziehungen zu den übrigen noch nicht ermittelt werden konnten. Ebenso wenig möchte ich eine directe Verbindung der Kalke des Johann-Jacobstollen mit jenen des Wolf-Dietrichstollen behaupten, wenn auch wenigstens ein Zusammenhang zwischen den Neocom-artigen Mergelkalken des ersteren mit jenen des Untersteinberg-Stollen immerhin nicht völlig ausgeschlossen erscheint. Ueber alle diese Verhältnisse können nur langwierige, mit sorgfältigen Messungen verbundene Untersuchungen Klarheit verschaffen. Für jetzt mag es genügen, auf den vielfachen Gesteinswechsel in den tieferen Stollen hingewiesen zu haben.

Sehr bedeutend waren die Störungen im Centrum und im südlichen Theile unseres Gebietes, also an den Massiven von Hühnerleite - Wallbrunn und vom Lärcheckkopf und Lärcheck. Bei der Hereinpressung einer ursprünglich westlich angelagerten Scholle von durchaus abweichender Zusammensetzung wurde sogar das älteste Glied der Hallstätter Facies — der Muschelkalk — ebenso hoch, z. Th. aber sogar — am Lärcheck — noch höher gehoben als ihre jüngsten Glieder — der norische Hallstätter Kalk —, und behielt merkwürdiger Weise das älteste Glied, der Muschelkalk am Lärcheck, noch nahezu seine ursprüngliche horizontale Lagerung und vielleicht auch seinen ursprünglichen Platz, während die jüngeren Glieder, namentlich der norische Hallstätter Kalk im Ganzen gesenkt wurden. Im Allgemeinen fand hierbei eine Aufrichtung von Norden her statt, verbunden mit Senkung gegen Süden, so dass am Nordrande wahrscheinlich durchwegs ältere Schichten, vermuthlich Lärcheck-Muschelkalk, am Südrande aber wenigstens karnische Hallstätter Kalke anstehen. Bei dieser Aufrichtung der Schichten machte sich jedoch der erwähnte, von Dürrnberg kommende zweite Längsbruch in der Weise bemerkbar, dass die Schichten am Bruchrande eine kleine Drehung erfuhren, wodurch das ursprüngliche West-Ost - Streichen in ein südwest-nordöstliches umgewandelt wurde, ganz in der nämlichen Weise, wie auch die norischen Hallstätter Kalke am Rande des Raingraben durch den dort stattgehabten ersten Längsbruch aus ihrer ursprünglichen Streichrichtung abgelenkt worden sind.

Der wichtigste Vorgang in diesem Theile des Gebietes war jedoch die Herauspressung und Ueberschiebung des Haselgebirges, das sich hierbei wenigstens mit seinem linken Flügel auf die

südwestlich einfallende Triaspartie des Wolf-Dietrich-Putzenköpfl-Massivs auflagerte, während die Hauptmasse in die östlich vom Lärcheckkopf vorhandene Depression eingebettet wurde und sich zugleich im Süden an der vorlagernden Barriere der vom Zinken herziehenden Plassenkalke heraufschob. Diese Locomotion des Haselgebirges haben aber auch der Ramsaudolomit des Hahnrains und verschiedene kleinere Triasschollen mitgemacht, sofern wir ihn wirklich als das ursprünglich normale Hangende des Haselgebirges betrachten dürfen.

Wenn auch noch für manche Details erst durch eine genauere Kartirung des Gebietes völlige Klarheit geschafft werden kann, so dürfte doch immerhin aus dieser Darstellung das Eine hervorgehen, dass von einer wirklichen Faltung nirgends die Rede sein kann, lediglich Brüche, Hebungen und Senkungen, sowie Verschiebungen, z. Th. auch wirkliche Ueberschiebungen haben hier zusammengewirkt, um den Schichten der Trias und der jüngeren Bildungen ihre jetzige Lage zu geben.

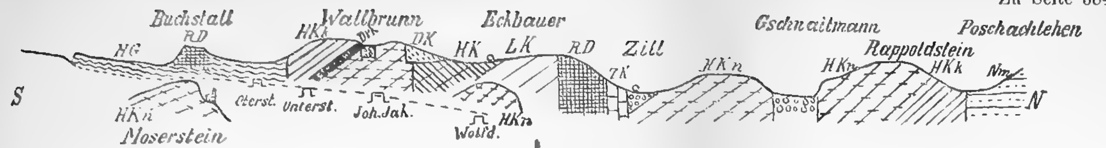


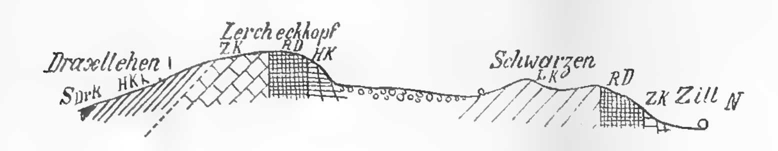
W

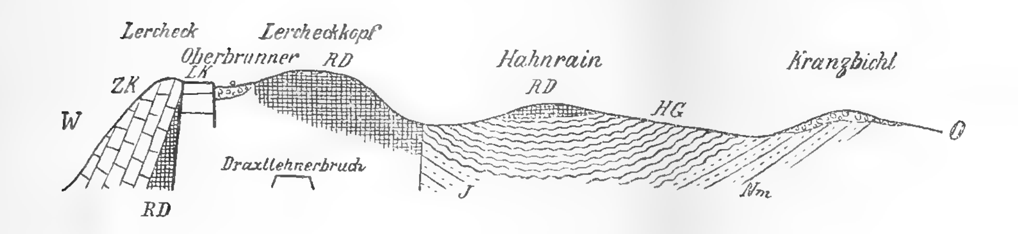
Haselgebirg.

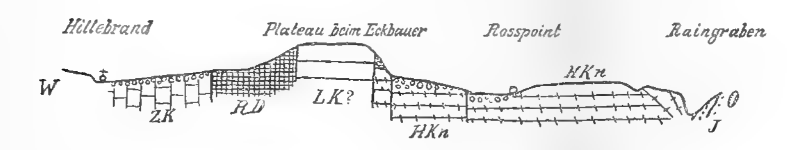


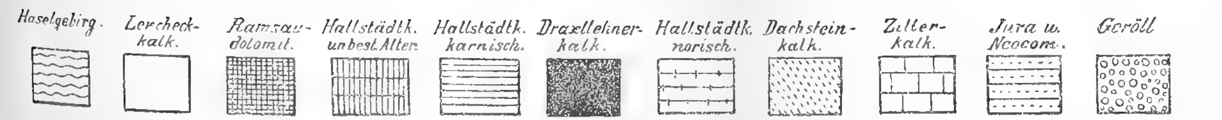
Zu Seite 384.


Buchstall
Wallbrunn
Eckbauer
Zill
Gschnaitmann
Rappoldstein
Poschachlehen
S
N
Moserstein
Oberst.
Unterst.
Joh. Jak.
Wolfd.


Lercheckkopf
Draxllehen
Schwarzen
Zill


Lercheck
Lercheckkopf
Oberbrunner
Hahnrain
Kranzbichl
Draxllehnerbruch


Hillebrand
Plateau beim Eckbauer
Rosspoint
Raingraben
LK?


Haselgebirg.
Lercheck-kalk.
Ramsau-dolomit.
Hallstädtk. unbest. Alter.
Hallstädtk. karnisch.
Draxllehner-kalk.
Hallstädtk. norisch.
Dachstein-kalk.
Zitter-kalk.
Jura u. Neocom.
Geröll



8. Die Verbreitung des marinen Obercarbon in Süd- und Ost-Asien.

Von Herrn G. Fliegel in Bonn a. Rhein.

Hierzu Tafel XIV.

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit behandelt die Verbreitung des marinen Obercarbon im südlichen und östlichen Asien und beruht in erster Reihe auf einer Neubearbeitung bezw. Revision der Obercarbon-Faunen von Padang[1]) (Westküste von Sumatra), Lo-ping[2]) (mittleres China, Provinz Kiangsi), sowie der von Teng-tjan-csing und Santa-szhien[3]) (nordwestliches China, Provinz Kansu, Nordabhang des Nan-shan-Gebirges). Hierzu treten eine grosse Anzahl weiterer chinesischer, japanischer, indischer und malaiischer Fundpunkte, von denen obercarbonische, vielfach durch das Auftreten von Fusulinenkalken charakterisirte Bildungen bekannt sind. Die Beschreibung der betreffenden Faunen findet sich, wenn wir von den erstgenannten, grösseren absehen, zumeist in der Literatur zerstreut.[4]) Als obercarbonisch werden sie in den wenigsten Fällen angesprochen, sondern meist mit einem alten Sammelnamen als „Kohlenkalk-Fauna" bezeichnet. Jeder Versuch, die gegenseitigen stratigraphischen Beziehungen dieser verhältnissmässig wenig von einander entfernten Vorkommen festzustellen und sie in einen engeren Zusammenhang zu bringen, fehlt. Ueberhaupt drängt sich hier in höherem Grade als bei der Beschäftigung mit den mehr durchforschten Carbongebieten Europas und Nord-Amerikas die Erfahrung auf, dass die richtige Erkenntniss der marinen Aequivalente der produktiven Steinkohlenformation im Wesentlichen der jüngsten Zeit, etwa den letzten 15 Jahren, zu danken ist. Denn erst Arbeiten aus dieser neueren Zeit haben

---

[1]) F. Römer, Ueber eine Kohlenkalk-Fauna der Westküste von Sumatra. Palaeontographica, XXVII, 1879, p. 1—11, t. 1—3.

[2]) Kayser in v. Richthofen's „China", IV, p. 160—208, t. 19—29.

[3]) Ostasiatische Reise des Grafen Széchenyi. Reisewerk, paläontologischer Theil von v. Lóczy, 1897, p. 35—83, t. 1—3.

[4]) Ich habe mich im Folgenden bemüht, die betreffende Literatur, soweit sie mir zugänglich war, vollständig zu citiren.

uns, namentlich soweit sie das europäische Russland, den Ural, die indische Salzkette und Nord-Amerika betreffen, ein klares Bild von der Entwickelung der ganzen carbonischen Schichtenreihe und von dem Vorhandensein eines marinen Aequivalentes der produktiven Steinkohlenformation gegeben. Auch ist in dieser Zeit erst eine scharfe Scheidung des jüngeren Carbon, soweit es nicht terrestrisch entwickelt ist, vom älteren Kohlenkalke möglich geworden.

Von den oben genannten grösseren obercarbonischen Vorkommen ist dasjenige von Padang zu wiederholten Malen Gegenstand der Bearbeitung gewesen: Verbeek[1], Brady[2], Geinitz[3], v. d. Marck[3]) und Woodward[4] haben sich mit der Geologie des in Betracht kommenden Theiles von Sumatra, den „Padang'schen Bovenlanden", ebenso wie mit den dort anstehenden Fusulinenkalken und deren Fauna beschäftigt. Zuletzt hat Ferdinand Römer[5] im Jahre 1880 eine grössere, seitdem im Breslauer Museum befindliche Suite von Fossilien als „Kohlenkalk-Fauna" beschrieben. Der Gedanke einer erneuten Prüfung dieser Fauna und ihrer stratigraphischen Stellung lag wegen der eben erörterten historischen Entwickelung unserer Kenntniss vom marinen Obercarbon nahe. Das Bedürfniss einer völligen Neubearbeitung ergab sich aus der Thatsache, dass die Römer'sche Arbeit wegen der schematischen Ausführung der Tafeln ein zuverlässiges Urtheil über die meisten dort beschriebenen Arten nicht gestattet. Zudem hat Römer nicht das ganze, heut im Museum befindliche Material[6] bearbeitet, so dass selbst Arten, die auf Grund neuerer Erfahrungen höheren stratigraphischen Werth besitzen, bisher unbeschrieben geblieben sind. Endlich bietet das zahlreiche, jungcarbonische Vergleichsmaterial, das Römer in ähnlichem Umfange nicht zur Verfügung stand[7], sowie die mannigfache, neuere Literatur heut eine weit festere Grundlage für die Bestimmung carbonischer Fossilien und für die Beurtheilung der stratigraphischen Stellung des betreffenden Schichtencomplexes als damals. Im Uebrigen dürfte die Berechtigung einer Neubearbeitung des Ober-

---

[1] On the geology of Central Sumatra. Geol. Mag., (2), II, 1875, p. 477.

[2] Ibidem, p. 532.

[3] Palaeontographica, XXII, 1876, p. 399.

[4] Geol. Mag., 1879, p. 385.

[5] l. c.

[6] Es scheint noch eine spätere Nachsendung von Material stattgefunden zu haben.

[7] Das Breslauer Museum hat in neuerer Zeit die ehemalige Trautschold'sche Sammlung und mit ihr zahlreiche Originale Trautschold's von Mjatschkowa erworben.

carbon von Padang aus den Ergebnissen, zu denen ich hinsichtlich des Alters der betreffenden Bildungen gelange, hervorgehen. Die Beschreibung der einzelnen Arten wird zusammen mit einer Reihe von Tafeln an anderer Stelle[1]) gegeben. Hier begnüge ich mich mit dem Nachweis des obercarbonischen Alters und mit einer Erörterung der Beziehungen zu anderen obercarbonischen Faunen.

Dasselbe gilt von der zweiten, grossen, dem Obercarbon angehörenden Fauna Ost-Asiens, der von Lo-ping.[2]) Durch das freundliche Entgegenkommen der Herren Geheimrath Professor Dr. Freiherr v. Richthofen, Professor Dr. Dames und Professor Dr. Jaekel in Berlin wurde ich in die angenehme Lage versetzt, die Originale der von Kayser gegebenen Beschreibung dieser Fauna einer eingehenden Nachprüfung zu unterziehen. Die Resultate dieser Revision bilden zusammen mit den Correcturen, die von verschiedenen Forschern[3]) gelegentlich an den betreffenden Bestimmungen Kayser's vorgenommen worden sind, die Grundlage meiner Besprechung der stratigraphischen Stellung der Fauna von Lo-ping.

Endlich sind die obercarbonischen Schichten vom Teng-tjan-csing und Santa-szhien[4]) im nordwestlichen China von Wichtigkeit. Durch die Freundlichkeit des Herrn Professor v. Lóczy in Budapest war es mir gestattet, die von ihm seiner Zeit auf der chinesischen Reise des Grafen Széchenyi am Nordabhange des Nan-shan-Gebirges gesammelten und neuerdings beschriebenen, der Stufe des *Spirifer mosquensis* angehörenden Fossilien genauer durchzusehen. Doch ergab sich hierbei nichts von der Darstellung Lóczy's wesentlich Abweichendes, und besonders gelangte ich nicht zu neuen geologischen Ergebnissen. Ich kann mich daher darauf beschränken, auf die betreffenden Arbeiten v. Lóczy's zu verweisen.

Gegenüber diesen grösseren Faunen treten die sonstigen jung-paläozoischen Vorkommen der östlichen Länder[5]), weil we-

---

[1]) Palaeontographica.

[2]) Kayser, l. c.

[3]) Mem. geol. surv. India. Palaeontologia Indica, Ser. VIII. Waagen, Salt range fossils, I. Productus limestone fossils. — Diener, Ergebnisse einer geologischen Excursion in den Central-Himalaya. — Derselbe, Die Aequivalente der Carbon- und Permformation im Himalaya. Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Cl., Wien, Bd. 106, Abth. I, Nov. 1897. — Frech, Manuscript der Lethaea palaeozoica. — Jaekel, Manuscript.

[4]) v. Lóczy, l. c.

[5]) Die betr. Angaben finden sich zerstreut in: v. Richthofen, „China“, Bd. II und IV. — Suess, Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens, Denkschr. k. Akad., math.-naturw. Cl., Wien, Bd. 61, p. 431. —

niger bekannt, zurück und können naturgemäss nur, soweit sie obercarbonisch sind, eingehender berücksichtigt werden. Hierbei ist zu bedauern, dass die Vollständigkeit der Uebersicht dadurch Einbusse erleidet, dass uns über weite Gebiete, in denen obercarbonische, marine Schichten mit Sicherheit zu erwarten sind, jede nähere Kenntniss fehlt.

Im Anschluss an die ausführliche Besprechung der Verbreitung des marinen Obercarbon in den östlichen Ländern habe ich versucht, angeregt durch längere Beschäftigung mit der gesammten, mir zugänglichen Literatur, sowie durch die Thatsache, dass die Gliederung des Carbon auf die weitesten Erstreckungen hin einheitlich ist, die Vertheilung von Wasser und Land während einer eng begrenzten Stufe dieser Formation und auf einem verhältnissmässig gut bekannten Theil der Erdoberfläche kartographisch darzustellen. Ich wählte hierzu die Stufe des *Spirifer mosquensis* und als Gebiet den heutigen europäisch-asiatischen Continent mit Einschluss des Mediterrangebietes. Durch die Beschränkung auf wirklich Bekanntes glaubte ich am ehesten zu einem befriedigenden Ergebniss gelangen zu können.

Indem ich diese einleitenden Bemerkungen schliesse, ist es mir eine angenehme Pflicht, allen denjenigen Herren, die mir für diese Arbeit ihre Unterstützung geliehen haben, meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Derselbe gebührt in erster Reihe Herrn Professor Dr. Frech in Breslau, dem ich die Anregung zur vorliegenden Arbeit sowie reiche Förderung während der Ausführung zu danken habe, ferner den Herren Geheimrath Professor Dr. Freiherr v. Richthofen, Professor Dr. Dames und Professor Dr. Jaekel in Berlin, Herrn Professor Dr. v. Lóczy in Budapest, Herrn Geheimrath Professor Dr. v. Fritsch in Halle und Herrn Privatdocent Dr. Schellwien in Königsberg.

Frech, N. Jahrb. f. Min., 1895, II, p. 47. — v. Lóczy im Reisewerk des Grafen Széchenyi. — Gottsche, Diese Zeitschr., 1884, p. 653; N. Jahrb. f. Min., 1886, I, p. 429. — Naumann, Ueber den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln. (Begleitworte zu der von der geol. Aufnahme von Japan für den internationalen Congress in Berlin bearbeiteten Karte, 1885). — Derselbe, Ueber den geologischen Bau der japanischen Inseln. (Mittheil. deutsch. Ges. z. Natur- u. Völkerkunde Ost-Asiens, IV, 1885, p. 153.) — Tschernyschew, Bull. comité géol., VII, p. 353. — Medlicott u. Blanford, Manual of the geology of India, p. 141. — Nötling, Carboniferous fossils from Tenasserim. Records geol. surv. India, XXVI, (3), 1893, p. 96. — Stache, Geol. Mag., 1877, p. 166. — Jourdy, Géologie de l'est du Tonkin. Bull. soc. géol. France, (3), XIV, p. 445.

I. Das Obercarbon von Padang.

Unsere Kenntniss von dem geologischen Auftreten obercarbonischer Schichten an der Westküste von Sumatra verdanken wir im Wesentlichen den Mittheilungen VERBEEK's [1]) und RÖMER's. [2]) Danach ist im Hochlande von Padang, auf Granit ruhend, eine paläozoische Schichtenreihe entwickelt; sie besteht aus alten Thonschiefern und einem darüber gelagerten Schichtencomplex von dichtem, schwarzem Kalkstein. Dieser enthält die carbonischen Fossilien und ist besonders reich an Fusulinen. Daneben sollen sich namentlich die Fusulinen auch in kalkigen, linsenförmigen Einlagerungen der Schieferformation finden. Die Fusulinenkalke sind unmittelbar vom Tertiär bedeckt; das ganze Mesozoicum fehlt. Ausserdem treten Ergussgesteine verschiedenen Alters auf, indem sie die sedimentäre Schichtenreihe durchbrechen.

Die aus diesen Kalken stammende, im Breslauer Museum befindliche Suite von Fossilien enthält folgende Arten:

1. *Phillipsia sumatrensis* F. RÖMER.
2. *Temnocheilus (Metacoceras) Hayi* HYATT.
3. *Pleuronautilus sumatrensis* nov. spec.
4. — *Lóczyi* nov. spec.
5. *Orthoceras orientale* nov. spec.
6. — spec.
7. *Patella anthracophila* F. RÖMER.
8. *Bellerophon asiaticus* F. RÖMER.
9. — *convolutus* L. v. BUCH.
10. — *subcostatus* nov nom.
11. — *Römeri* nov. nom.
12. — *fallax* nov. nom.
13. *Euomphalus (Phymatifer) sumatrensis* F. RÖMER.
14. — *(Phymatifer) pernodosus* MEEK.
15. *Pleurotomaria orientalis* F. RÖMER.
16. — cf. *orientalis* F. RÖMER.
17. — *Nikitini* nov. spec.
18. — cf. *subscalaris* MEEK.
19. — *obliqua* nov. spec.
20. — ? spec.
21. *Murchisonia padangensis* nov. spec.
22. *Trochus anthracophilus* F. RÖMER.
23. *Naticopsis sumatrensis* F. RÖMER.
24. — spec.

---

[1]) l. c.

[2]) l. c., p. 3.

25. *Naticopsis Trautscholdi* nov. spec.
26. — *elegantula* nov. spec.
27. — *subovata* MEEK u. WORTHEN.
28. *Holopella cancellata* nov. spec.
29. *Macrocheilus intercalaris* M. u. W. var. *pulchella* MEEK.
30. — cf. *Newberryi* STEVENS.
31. *Macrocheilus (Polyphemopsis) nitidulus* M. u. W.
32. *Loxonema asiaticum* nov. spec.
33. *Aviculopecten Waageni* nov. spec.
34. — *Verbeeki* nov. spec.
35. — spec.
36. *Lima incerta* nov. spec.
37. *Pinna Richthofeni* nov. nom.
38. *Conocardium uralicum* VERNEUIL.
39. — *sumatrense* F. RÖMER.
40. *Edmondia* (?) spec.
41. *Allerisma padangense* F. RÖMER.
42. — spec.
43. *Dalmanella* (= *Orthis*) cf. *Michelini* LÉVEILLÉ.
44. — (= *Orthis*) cf. *Derbyi* WAAGEN.
45. *Meekella polita* nov. spec.
46. — spec.
47. *Productus lineatus* WAAGEN.
48. *Productus semireticulatus* MARTIN.
49. — *sumatrensis* F. RÖMER.
50. — *longispinus* SOW.
51. — *ovalis* WAAGEN.
52. — *punctatus* MARTIN.
53. *Reticularia lineata* M'COY.
54. *Terebratuloidea* cf. *Davidsoni* WAAGEN.
55. *Spirigera* cf. *subtilita* HALL.
56. — *Damesi* nov. spec.
57. — *pseudodielasma* nov. spec.
58. *Poteriocrinus* spec.
59. *Clisiophyllum* cf. *Gabbi* MEEK.
60. *Lonsdaleia carbonaria* nov. spec.
61. *Fusulina granum avenae* F. RÖMER.
62. *Möllerina Verbeeki* GEINITZ.

Die vorstehende, 62 Arten umfassende Fauna charakterisirt sich — in Uebereinstimmung mit RÖMER's Ansicht — als carbonisch durch das Auftreten einer Reihe von Arten, die überall fast, wo carbonische Schichten anstehen, gefunden werden. Hierher zählt das Vorkommen von:

Productus punctatus Martin.	*Productus longispinus* Sow.
— *semireticulatus* Martin.	*Reticularia lineata* M'Coy,

ferner das Auftreten von Angehörigen des Genus *Meekella,* von *Phillipsia,* von *Lonsdaleïa* und vor Allem das massenhafte Erscheinen von Fusulinen und Möllerinen.

Da jedoch der Mehrzahl dieser Arten neben einer weiten horizontalen eine starke verticale Verbreitung eigen ist, so kommen sie für die Feststellung des genaueren Alters der betreffenden Schichten kaum in Betracht. Doch deutet das Genus *Meekella,* dessen Hauptentwickelung in jungcarbonische Bildungen fällt, sowie *Fusulina* und vor Allem *Möllerina* bereits auf ein jüngeres Alter hin, als es Römer für seine „Kohlenkalk-Fauna" annahm.

Lassen wir neben den Arten von starker verticaler Verbreitung die nicht specifisch bestimmbaren Formen sowie die im Allgemeinen für Altersbestimmungen ungeeigneten neuen Arten ausser Betracht, so ergiebt sich, dass der Padanger Fauna charakteristische Arten des Untercarbon gänzlich fehlen. Die wenigen bereits genannten Arten, die schon im europäischen Kohlenkalk vorkommen, steigen bis in's Obercarbon auf, ja erreichen in ihm z. Th. ihre Hauptverbreitung. Andererseits fehlt es an jüngeren als obercarbonischen Formen so gut wie ganz: *Productus lineatus* Waagen kommt zwar im mittleren und oberen *Productus*-Kalk der Salzkette vor, ist aber nicht auf diese jüngeren Schichten beschränkt, sondern erscheint bereits in der Moskaustufe. *Terebratuloidea Davidsoni* Waagen aus dem mittleren *Productus*-Kalk ist mit der nahestehenden Padanger Form nicht ganz ident. Die Beziehungen zu *Djoulfa* endlich sind vereinzelt, und das gemeinsame Vorkommen von *Orthoceras orientale* und *Pleuronautilus Lóczyi* fällt nicht allzu sehr in's Gewicht; denn die gesammte eigenartige Fauna aus der Araxesenge, die ich durch die von Herrn und Frau Professor Frech, Herrn Privatdocent Dr. v. Arthaber aus Wien und Herrn Wysogórski aus Breslau im Herbst 1897 daselbst vorgenommenen reichen Aufsammlungen kennen lernte, ist zwar nicht carbonisch, besitzt aber auch keineswegs das jung-dyadische Alter, an das man seit den neueren Revisionen der Abich'schen Beschreibung[1]) zu glauben gewohnt war. Daneben spricht gegen ein dyadisches Alter das völlige Fehlen der aus der Salzkette wie auch anderswoher bekannt gewordenen, für die marine Dyas der östlichen Länder so charakteristischen Gattungen *Lyttonia, Oldhamia, Richthofenia, Aulosteges, Strophalosia.*

[1]) Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien, 1878.

Muss man aus allen den angeführten, negativen Merkmalen ein mittleres, d. h. obercarbonisches Alter folgern, so wird diese Vermuthung durch das Auftreten folgender Arten bewiesen:

Bellerophon asiaticus F. Röm.	*Conocardium uralicum* Verneuil.
— *convolutus* L. v. Buch.	*Productus ovalis* Waagen.
Euomphalus (Phymatifer) pernodosus M. u. W.	— *sumatrensis* F. Röm.
Pleurotomaria asiatica F. Röm.	*Fusulina granum avenae* F. Römer.
Naticopsis sumatrensis F. Röm.	*Möllerina Verbeeki* Geinitz.

Von diesen Arten ist *Productus sumatrensis* F. Röm. theils durch idente, theils durch nahe verwandte Formen im Obercarbon von Lo-ping vertreten, *Productus ovalis* Waagen ist eine auf den unteren *Productus*-Kalk der indischen Salt range beschränkte Art. *Fusulina granum avenae* F. Röm. steht der *Fusulina tenuissima* Schellwien aus dem Obercarbon der karnischen Alpen nahe, während *Möllerina Verbeeki* Geinitz im marinen Obercarbon von China und Japan weite Verbreitung besitzt.[1] *Conocardium uralicum* Vern. ist ein charakteristisches Leitfossil des jüngeren russischen Obercarbon (der Schwagerinen-Schicht). Die übrigen genannten Arten sind zumeist aus der Stufe des *Spirifer mosquensis* bekannt.

Das Nebeneinander-Vorkommen der genannten Arten macht es nicht leicht, die Fauna von Padang, die wir demnach als obercarbonisch bezeichnen müssen, einem enger begrenzten geologischen Horizont zuzurechnen. Abgesehen von den als für das jüngere Obercarbon charakteristisch angeführten Arten, finden sich unter den allerdings weniger maassgebenden Gastropoden mehrere Formen, die bisher nur aus den oberen Coal measures von Nord-Amerika bekannt geworden sind:

Macrocheilus intercalaris var. *pulchella* Meek.
— *(Polyphemopsis) nitidulus* Meek u. Worthen.
Naticopsis subovata Meek u. Worthen.

Andererseits verdienen die nahen Beziehungen zum unteren russischen Fusulinenkalk, die sich vor Allem in der Uebereinstimmung einer ganzen Reihe von Gastropoden aussprechen, hervorgehoben zu werden.

Diese Thatsache macht die Annahme wahrscheinlich, dass die Fauna z. Th. der Moskaustufe (= Mittelcarbon der russischen Geologen) homotax ist. Gleich-

[1]) v. Richthofen, „China", IV, p. 107, 135.

zeitig sprechen die angeführten jung-carbonischen Arten dafür, dass auch jüngere[1]), bisher bei Padang stratigraphisch nicht unterschiedene Horizonte vorhanden sind. Wir finden demnach in der Fauna älteres wie jüngeres Obercarbon vertreten.

II. Das Obercarbon von Lo-ping.

Meine Revision der von KAYSER beschriebenen obercarbonischen Fauna von Lo-ping beschränkt sich auf die geologisch wichtigeren Arten. Dementsprechend giebt die nachfolgende Fossilliste nicht sämmtliche Arten, sondern nur die wichtigeren nach den Bestimmungen KAYSER's in Verbindung mit meiner Revision und den von anderer Seite bereits vor mir für einzelne Arten vorgenommenen Neubestimmungen. Hinsichtlich des geologischen Auftretens der betreffenden Schichten dürfte es genügen, auf v. RICHTHOFEN's „China" verwiesen zu haben.

Die wichtigeren Arten sind folgende:

1. *Phillipsia obtusicauda* KAYSER.
2. *Pleuronautilus orientalis* KAYSER.
3. — *Mingshanensis* KAYSER.
4. *Orthoceras* cf. *cyclophorum* WAAGEN.
5. — *bicinctum* ABICH.
6. *Aviculopecten M'Coyi* MEEK u. HAYDEN.
7. *Pinna Confutsiana* KAYSER.
8. *Productus semireticulatus* MARTIN.
9. — — — var. *bathykolpos* SCHELLWIEN.
10. — *sumatrensis* F. RÖMER.
11. — — — var. *palliata* KAYSER.
12. — *longispinus* SOWERBY.
13. — *subplicatilis* FRECH.
14. — *aculeatus* MARTIN var.
15. — *mongolicus* DIENER.
16. — *intermedius* ABICH var. nov. *lopingensis*.
17. — cf. *Abichi* WAAGEN.
18. — *kiangsiensis* KAYSER.
19. *Richthofenia sinensis* WAAGEN.
20. *Lyttonia Richthofeni* KAYSER.
21. *Dalmanella* (= *Orthis*) *subquadrata* nov. nom.
22. *Enteles Kayseri* WAAGEN.

---

[1]) In Russland gliedert sich unser Obercarbon in drei Stufen: Zu unterst Stufe des *Spirifer mosquensis* VERNEUIL = Moskaustufe = Mittelcarbon; dann Gsehlstufe = Stufe des *Spirifer supramosquensis* NIKITIN; zu oberst Stufe der *Fusulina longissima* MÖLLER.

23. *Orthothetes circularis* nov. nom.
24. *Streptorhynchus subpelargonatus* nov. nom.
25. *Meekella Kayseri* Jaekel.
26. *Reticularia lineata* Martin.
27. — *Waageni* Lóczy.
28. *Spirigera globularis* Phillips.
29. *Hustedia grandicosta* (Davidson) Hall.
30. *Terebratula hastata* Sowerby.
31. *Strophalosia* cf. *horrescens* Verneuil.
32. — *poyangensis* Kayser.
33. *Rhombopora lepidendroides* Meek.
34. *Lophophyllum proliferum* M' Chesney.
35. *Fusulina cylindrica* Fischer?

Die Beziehungen dieser obercarbonischen Fauna zu derjenigen von Padang sind, wie die vorstehende Aufzählung der Arten zeigt, nicht sehr enge. Dies dürfte seinen Grund darin haben, dass die chinesische Fauna dem jüngsten Obercarbon angehört, also im Wesentlichen jünger ist, als die von Padang. Für die Zugehörigkeit zum jüngsten Obercarbon, d. h. für ein Alter etwa gleich dem der unteren, indischen *Productus*-Kalke sprechen neben anderen von Kayser hervorgehobenen Arten besonders die Gattungen

Strophalosia,
Richthofenia,
Lyttonia (= *Leptodus* Kayser),

ferner die Thatsache, dass die Fauna mit dem Untercarbon so gut wie keine Aehnlichkeit besitzt. Denn fast alle, von Kayser angeführten untercarbonischen Arten sind unrichtig bestimmt:

Productus pustulosus Phillips.
— *sinuatus* de Koninck.
— *Cora* d'Orb.
— *undatus* Defr.
Productus plicatilis Sow.
— *aculeatus* Martin.
— *costatus* Sow.
Orthothetes crenistria Phill. [1])

Keine dieser Arten des europäischen Kohlenkalkes kommt bei Lo-ping vor; nur ein Theil von ihnen ist durch mehr oder minder fernstehende Mutationen ersetzt. Diejenigen chinesischen Formen, die wirklich schon im europäischen Kohlenkalk auftreten, kommen ebenso wie bei Padang wegen ihrer starken verticalen Verbreitung weniger in Betracht. Denn gerade im Carbon lässt sich die Thatsache allgemein beobachten, dass ganze Faunen nicht

[1]) Kayser's *Streptorhynchus crenistria* var. *senilis* umfasst zwei Formen, die verschiedenen Gattungen, *Orthothetes* und *Streptorhynchus*, angehören.

plötzlich aussterben, sondern allmählich durch eine jüngere Fauna ersetzt werden; hierbei bewahren einzelne Arten oder Gattungen eine grössere Lebensdauer.

Umgekehrt lehrt dieses Gesetz, dass aus dem Vorkommen einer beschränkten Zahl dyadischer Arten auf ein jüngeres als carbonisches Alter nicht geschlossen werden darf. Denn ihre Zahl ist, wie schon Kayser ausführt, gering, und sie sind mit einer grossen Zahl carbonischer Arten vergesellschaftet. Besonders schwer fällt gegen ein dyadisches Alter der gesammten Fauna das Fehlen gewisser charakteristischer Formengruppen in's Gewicht: der Productiden aus der Verwandtschaft des *Productus horridus* und der der russischen Artinskstufe oder der Dyas der indischen Salzkette so eigenthümlichen Cephalopoden. Wir haben also die Fauna von Lo-ping im Wesentlichen[1]) als jüngstes Obercarbon zu betrachten.

III. Das Obercarbon von Teng-tjan-csing und Santa-szhien.

Wie schon erwähnt, ergab eine Durchsicht der von Herrn Prof. v. Lóczy auf der chinesischen Reise des Grafen Széchenyi gesammelten carbonischen Fossilien von Teng-tjan-csing und Santa-szhien keine neuen geologischen Resultate. Die betreffenden Arbeiten v. Lóczy's[2]), auf die ich hiermit verweise, geben näheren Aufschluss über die Fauna. Dort finden sich auch speciellere Angaben über das geologische Auftreten des versteinerungsreichen, schwarzen, dichten Kalksteins, der in seinem petrographischen Charakter auffallend an denjenigen von Padang erinnert.

v. Lóczy führt von den beiden genannten, einander benachbarten Fundpunkten, die aus geologischen wie paläontologischen Gründen für völlig homotax gelten müssen, folgende Arten an:

1. Fauna von Teng-tjan-csing.

1. *Phillipsia kansuensis* Lóczy.
2. *Cyrtoceras an Orthoceras* spec. indet.
3. *? Nautilus Kayseri* Lóczy.
4. *Nautilus (Temnocheilus) Waageni* Lóczy.
5. *Bellerophon (Bucania?) incerta* Lóczy.
6. *Straparollus* cf. *placidus* Koninck.
7. *Loxonema Szechényi* Lóczy.
8. *Macrochilina Kreitneri* Lóczy.

[1]) Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Fauna mehreren Horizonten entstammt und bis in die Dyas hinaufreicht.

[2]) Reisewerk über die ostasiatische Reise des Grafen Széchenyi, p. 735. Desgl., paläontologischer Theil, l. c.

9. ? *Lima* cf. *Haueriana* Koninck.
10. ? *Aviculopecten* cf. *exoticus* Eichwald.
11. *Macrodon tenuistriata* Meek.
12. *Cardiomorpha* aff. *concentrica* Koninck.
13. *Productus semireticulatus* Martin.
14. — *elegans* M' Coy.
15. — *scabriculus* Martin.
16. — *aculeatus* Martin.
17. — *longispinus* Sowerby.
18. *Chonetes pseudovariolatus* Nikitin.
19. *Dalmanella* spec. (= *Orthis* nov. spec. Lóczy).
20. *Enteles Lamarcki* Fischer.
21. *Orthothetes crenistria* Phillips.
22. *Spirifer mosquensis* Verneuil.
23. — cf. *duplicicosta* Phillips.
24. — *Strangwaysi* Verneuil.
25. *Reticularia lineata* Martin.
26. *Spirigera* (= *Athyris*) cf. *Royssi* Léveillé.
27. *Dielasma vesicularis* Koninck.
28. *Rhabdomeson* cf. *rhombiferum* Phillips.
29. *Cyathocrinus* spec. indet.
30. *Hallia (Amplexus)* spec. indet.
31. *Fusulina cylindrica* Fischer.
32. *Fusulinella Lóczyi* Lörenthey.
33. *Archaeodiscus Karreri* Brady.
34. *Spirillina irregularis* Möller.
35. *Nodosinella simplex* Lörenthey.
36. *Valvalina* cf. *bulloides* Brady.
37. *Tetrataxis conica* Ehrenberg.
38. — — — var. *gibba* Möller.
39. *Climacammina eximium* Brady.
40. — cf. *commune* Möller.
41. *Endothyra* cf. *crassa* Brady.
42. — spec. indet.
43. *Bradyina rotula* Eichwald.

2. Fauna von Santa-szhien.

1. ? *Nautilus (Discites)* spec. indet.
2. *Bellerophon (Tropidocyclus)* spec. indet.
3. *Euchondria tenuilineata* Meek u. Worthen.
4. *Gervillia* aff. *longa* Geinitz.
5. *Productus* cf. *undatus* Defrance.
6. — *longispinus* Sowerby.
7. — cf. *lineatus* Waagen.

8. *Chonetes pseudovariolatus* NIKITIN.
9. — cf. *uralicus* MÖLLER var. *pygmaea* LÓCZY.
10. — *Flemingi* NORWOOD u. PRATTEN var. *gobica* LÓCZY.
11. — cf. *Buchianus* KRONINCK.
12. — cf. *politus* M' COY.
13. *Chonetella dubia* LÓCZY.
14. *Orthothetes crenistria* PHILLPS.
15. *Hustedia* cf. *grandicosta* DAVIDSON.
16. *Fusulina cylindrica* FISCHER.
[17. *Calamites* aff. *Suckowi* BRONGNIART.
18. *Cordaites* spec.]

Demnach liegen von den beiden benachbarten nordchinesischen Fundpunkten, wenn wir von den Pflanzen absehen, zusammen 55 Arten vor. In ihrem paläontologischen Charakter ist die Fauna von der von Lo-ping durchaus verschieden; sie ist älter als diese und erweist sich durch das Auftreten der typischen Leitformen der Stufe des *Spirifer mosquensis* als älteres Obercarbon.

Es sind dies:

Chonetes pseudovariolatus D'ORB. *Enteles Lamarcki* FISCHER.
Spirifer mosquensis VERNEUIL. *Fusulina cylindrica* FISCHER,

ferner eine Anzahl von Arten, die in Europa vom Kohlenkalk bis in den Fusulinenkalk von Mjatschkowa aufsteigen und ebenfalls für das grössere Alter der Fauna im Vergleich zu der von Loping sprechen:

Productus semireticulatus MARTIN.[1] *Orthothetes crenistria* PHILLIPS.
— *elegans* M' COY. *Spirifer duplicicosta* PHILLIPS.
— *Strangwaysi* VERNEUIL.

Gleichzeitig geht aus dem Vorkommen aller dieser Arten eine auffällige Verwandtschaft zwischen dem Obercarbon des nordwestlichen China und dem unteren Fusulinenkalk von Mjatschkowa hervor.

IV. Sonstige Verbreitung des marinen Obercarbon in Süd- und Ost-Asien.

Auch abgesehen von den bisher erörterten Vorkommen sind obercarbonische Schichten im östlichen und südlichen Asien weit verbreitet. Allerdings können verschiedene, diesem Gebiet ent-

---

[1] Die tief sinuirte Varietät des *Productus semireticulatus* MARTIN kommt nur bei Lo-ping vor.

stammende, jung-paläozoische Faunen wegen ihres theils untercarbonischen, theils dyadischen Alters an dieser Stelle übergangen werden: die marinen Einschaltungen zwischen den Steinkohlenflötzen der chinesischen Provinz Schantung besitzen eine untercarbonische Fauna, ebenso das Vorkommen vom mittleren Yangtsze-kiang (unterhalb Hsintan) an der Grenze der Provinzen Sze-tschwan und Hupeï. Faunen dyadischen Alters sind bekannt geworden vom unteren Yang-tsze-kiang (Nanking) und aus der Provinz Nganhweï. [1])

Unsicher, ob noch carbonisch oder, wie Diener[2]) will, bereits dyadisch, muss die Stellung des Vorkommens von Tze-de am Kinschakiang (= Oberlauf des Yang-tsze), Provinz Yünnan bleiben. Von hier beschreibt v. Lóczy eine Fauna, der folgende Arten angehören:

Spirigera (= *Athyris*) *globularis* Phillips.
Productus cf. *gratiosus* Waagen.
— cf. *ovalis* Waagen.
— aff. *semireticulatus* Martin.

Die betreffenden Stücke sind, wie ich bei einer Durchsicht der Originale fand, zu wenig charakteristisch, als dass sich auf diese wenigen Arten allein eine zuverlässige Altersbestimmung gründen liesse. Ob die bei I-jang-tang in derselben Provinz anstehenden Fusulinenkalke mit diesem Vorkommen gleichalterig sind, bezw. ob überhaupt die im südwestlichen China mächtig entwickelten Kalksteine alle von gleichem Alter sind, lässt sich ebenfalls nicht mit Sicherheit angeben. Doch ist für die Altersbestimmung an dem letztgenannten Punkte das Vorkommen von *Möllerina craticulifera* Schwager wichtig. Denn diese Art ist in China und Japan weit verbreitet und in letzterem Lande gewöhnlich mit *Möllerina Verbeeki* Geinitz, der Padanger Hauptform, vergesellschaftet. Hieraus lässt sich mit Sicherheit ein obercarbonisches Alter des Vorkommens von I-jang-tang, wie überhaupt der betreffenden chinesischen und japanischen Fusulinenkalke folgern.

Dem Obercarbon der Provinz Yünnan steht dasjenige von Tonking räumlich verhältnissmässig nahe: aus dem Mündungsdelta des Song-koï (des rothen Flusses) westlich von Haï-phong[3])

---

[1]) Vgl. für alle genannten kleineren Vorkommen Frech, N. Jahrb. f. Min., 1895, II, p. 47; für die späteren v. Richthofen, „China", II u. IV, sowie v. Lóczy im Reisewerk des Grafen Széchenyi.

[2]) Diener, Die Aequivalente der Carbon- und Permformation im Himalaya. Sitz.-Ber. k. Akad., math.-naturw. Cl., Wien, Bd. 106, Abth. I, Nov. 1897.

[3]) E. Jourdy, Géologie de l'est du Tonkin. Bull. soc. géol. France, (3), XIV, p. 445.

Die wichtigsten obercarbonischen und dyadischen Bildungen im östlichen Asien.

	Malaiische Inseln und Hinter-Indien.	Südliches China.	Nördliches China, Ussurigebiet, Japan.	Tibet, Himalaya, Ost-Turkestan, Kwen-lün etc.
Dyas.	1. Timor.	1. Tschu-sze-kang (bei Nanking, Prov. Kiang-su, unt. Yang-tsze). 2. Ning-hwo-shin (Prov. Ngan-hweï). 3. Tze-de (oberer Kinscha-kiang)? 4. Lo-ping (Prov. Kiangsi)?		1. Woab-jilga (N. Kara-korum-Pass). 2. Fluss Gussas. 3. Klippe des Chitichun I (Tibet). 4. Johar, Painkhanda } (Central-Himalaya). 5. Spiti. } (Central-Himalaya). 6. Kaschmir. 7. Salt range (mittl. u. ob. Prod.-Kalk).
Jüngeres Obercarbon.	1. Padang.	1. Lo-ping (Prov. Kiangsi). 2. Yar-ka-lo (Prov. Sze-tschwan). 3. Tze-de (oberer Kinscha-kiang)?	1. Wladiwostok.	1 Fort Tongitar (Koktan-kette, Ost-Turkestan). 2. Aktasch (Pamir). 3. Kaschmir. 4. Salt range (unt. Prod.-Kalk).
Jüngeres / Aelteres Obercarbon (beide umfassend)	1. Borneo.[1] 2. Tenasserim[1]	1. Kitshou[1]) (Prov. Hupeï, Yang-tsze). 2. See Tai-hu[1]) (Prov. Ki-angsu). 3. I-jang-tang[1]) (Prov. Yünnan).	1. Möllerinenkalke Japans[1]) (verbreitet durch 8 Breitengrade).	
Aelteres Obercarbon. (= Moskaustufe).	1. Haï-phong (Tonking). 2. Padang.		1. Teng-tjan-csing und Santa-szhien (Prov. Kansu, Nan-shan Gebirge).	1. Bash-sogon (Koktan-kette, Ost-Turkestan). 2. S. W. Sanju (W.-Kwen-lün).

[1]) Von diesen Vorkommen lässt sich ein genaueres Alter mit voller Bestimmtheit nicht angeben; sie müssen allgemein als obercarbonisch bezeichnet werden.

beschreibt JOURDY einen schwarzen, wohlgeschichteten Kalkstein, der nach DOUVILLÉ neben anderen, specifisch nicht bestimmten Formen *Spirifer mosquensis* VERN. führt.

Das Auftreten von marinem Obercarbon beobachten wir ferner am oberen Kinschakiang bei Yar-ka-lo. Der von hier stammenden Fauna sind bereits einige dyadische Arten beigesellt, und mit Recht schliesst v. LÓCZY aus dem Nebeneinander-Vorkommen typischer carbonischer Arten mit

Productus kiangsiensis KAYSER, einer eigenthümlichen Lopinger Form,
Reticularia indica WAAGEN,
Wilsonia (= *Uncinulus* = *Rhynchonella*) *timorensis* BEYRICH

auf die Gleichaltrigkeit dieser Schichten aus der Nähe der tibetanischen Grenze mit denjenigen von Lo-ping.

Der nördlichste Punkt nahe dem Ostrande des asiatischen Continentes, von dem marines Obercarbon bekannt ist, ist Wladiwostok.[1]) Es wäre müssig, das genauere Alter eines dort anstehenden, an Bryozoen, Korallen und Crinoiden-Stielgliedern reichen, gelblichen Kalksteins, der sich durch das Vorkommen von *Productus Cora* D'ORB. als carbonisch erweist, feststellen zu wollen. Dagegen muss ein in derselben Gegend anstehender, hellgrauer, krystallinischer Kalkstein auf Grund seiner Versteinerungen für jüngeres Obercarbon erklärt werden. TSCHERNYSCHEW führt aus ihm folgende Fossilien an:

Productus aff. *Purdoni* DAVIDSON.
— aff. *longispinus* SOWERBY.
Spirifer alatus SCHLOTHEIM.
— *striatus* MARTIN.
— *fasciger* KEYSERLING (= *Sp. musakheylensis* DAVIDSON = *Sp. cameratus* MORTON).
Camarophoria cf. *crumena* MARTIN.
— *Margaritovi* TSCHERNYSCHEW.
Polypora spec.

Die angeführten Vorkommen von Obercarbon in mariner Entwickelung und besonders die im ganzen Osten weit verbreiteten Fusulinenkalke beweisen zugleich, dass zur Obercarbonzeit ein ununterbrochener Meereszusammenhang von der heutigen japanischen Hauptinsel[2]) über das ganze mittlere China (*Möllerina*

---

[1]) TSCHERNYSCHEW, Note sur une collection du carbonifère des environs de la ville de Vladivostok. Bull. com géol., VII, 1888, p. 353.

[2]) v. RICHTHOFEN's „China“, IV, p. 108, 135, 140. — E. NAUMANN, Ueber den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln. l. c.

Verbeeki Gein. und *M. craticulifera* Schw. am mittleren Yangtsze, Prov. Hupeï[1]) bis zu den Grenzen Tibets, ja weiter bis Tonking und Tenasserim in Hinter-Indien und südlich bis Sumatra und Borneo anzunehmen ist. Wenigstens wird die nahe Beziehung der indischen Fauna von Tenasserim zu der von Padang nach den Untersuchungen Nötling's[2]) durch das massenhafte Auftreten von Möllerinen und das Vorkommen von *Productus* cf. *sumatrensis* F. Röm. wahrscheinlich gemacht.

Ueber das Obercarbon von Borneo[3]) liegen nur spärliche Nachrichten vor. Danach handelt es sich um eine durch *Möllerina Verbeeki* Gein. als ein Aequivalent des Padanger Obercarbon charakterisirte Fauna.

Aus alle dem ergiebt sich, dass das marine Obercarbon im südlichen und östlichen Asien eine sehr allgemeine Verbreitung besitzt. Obercarbonische Schichten marinen Ursprungs in Wechsellagerung mit terrestrischen Bildungen treten gegenüber den rein marinen Sedimenten zurück, sind jedoch ebenfalls vorhanden, z. B. im nordwestlichen China (Santa-szhien); sie lassen auf die Nähe der Küstenlinie eines nördlichen Festlandes schliessen.

Unter den grösseren Faunen, von denen wir bisher Kenntniss erhalten haben, ist die von Teng-tjan-csing und Santa-szhien dem älteren Obercarbon zuzurechnen; diejenige von Lo-ping bildet die jüngste Stufe der Formation, gehört also bereits den Grenzschichten gegen die Dyas an. Auch die Fauna von Padang ist obercarbonisch; sie umfasst die Moskaustufe zusammen mit jüngeren carbonischen Horizonten.

V. Die Vertheilung von Wasser und Land im Gebiet des heutigen europäisch-asiatischen Continentes zur Obercarbonzeit (Moskaustufe).

Die vorliegende Reconstruction der Meere und Festländer zur Zeit des älteren Obercarbon beschränkt sich auf den heutigen europäisch-asiatischen Continent mit Einschluss des Mediterran-Gebietes. Durch diese Beschränkung bleiben die Tiefen des atlantischen und pacifischen Oceans, also die Theile der Erd-

— Derselbe, Ueber den geol. Bau der japan. Inseln. l. c. — Gottsche, Diese Zeitschr., 1884, p. 653. — Nach diesen Forschern ist das Obercarbon in Form von Fusulinenkalken in Japan an einigen 40 Punkten, die über 8 Breitengrade vertheilt sind, bekannt geworden.

[1]) v. Richthofen, l. c., p. 107, 135, 140.

[2]) Records geol. surv. India, XXVI, (3), p. 96.

[3]) Stache, Geol. Mag., 1877, p. 166.

oberfläche ausser Betracht, in denen jede Reconstruction einer alten Küstenlinie stets mehr oder minder Hypothese sein wird.

Ebenso wie diese Beschränkung auf einigermaassen bekanntes Gebiet ist auch die Beschränkung der kartographischen Darstellung auf eine einzelne Stufe des Obercarbon dazu bestimmt, die Zuverlässigkeit der Karte zu erhöhen. Freilich müssen mitunter, und namentlich in Gebieten, aus denen nur spärliche Kenntnisse über obercarbonische Sedimente vorliegen, Faunen, über deren specielleres Alter eine Entscheidung bisher nicht möglich ist, als der Moskaustufe angehörig betrachtet werden. Dieses Verfahren dürfte umsoweniger als bedenklich bezeichnet werden können, als im Laufe der Obercarbonzeit, wie weiter unten gezeigt werden wird, grössere Verschiebungen in der Vertheilung von Wasser und Land nicht eingetreten sind. Vielmehr haben die thatsächlich zu beobachtenden Veränderungen stets nur locale Verbreitung. Sie sind die Folge von Oscillationen des Meeresspiegels oder auch von Schwankungen der festen Erdrinde, die durch die Auffaltung der carbonischen Hochgebirge bedingt sind. Eine allgemeine Bedeutung kann ihnen nicht zugesprochen werden.

Dass trotz des hier eingeschlagenen Weges die Umrisse der Continente nur in sehr grossen Zügen gegeben werden, erklärt sich aus der Beschaffenheit des zur Verfügung stehenden Materials bezw. aus dem ganzen Stand der Frage von selbst.

1. Gehen wir bei der Darstellung der obercarbonischen Meere vom Mediterrangebiet aus, so beobachten wir die gewaltige Verbreitung felsbildend auftretender Fusulinen von Spanien[1]) und der libyschen Wüste (Uadi el Arabah)[2]), von Chios und dem nordwestlichen Klein-Asien[3]) bis nach Armenien (Arpatschai)[4]) und Persien (Schahrud)[5]), ja bis in den fernsten Osten (China, Japan)[6]). Dazu kommt die gleichzeitige Verbreitung des Haupt-Leitfossils der Moskaustufe, des *Spirifer mosquensis* Vern., im centralen und östlichen Asien (Ost-Turkestan südlich von Chotan[7]), sowie Teng-tjan-csing, Prov. Kansu)[8]), in der libyschen Wüste[2]) und an der europäischen Küste des heutigen atlantischen Oceans (Schichten von Leña in Asturien.[1]) Diese Thatsachen zwingen zu der Annahme

---

[1]) Barrois, Terrains anciens des Asturies, p. 297.

[2]) Walther, Diese Zeitschr., 1890, p. 419. — Schellwien, Ibid., 1894, p. 68.

[3]) Vgl. Frech, Karnische Alpen, p. 365.

[4]) Abich, Mém. de l'Acad. Impér. des sciences, St. Pétersbourg 1859, p. 439.

[5]) Val. v. Möller, Ueber einige Foraminiferen führende Gesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R.-A., Wien, XXX, 1880, p. 573.

[6]) Siehe oben p. 400.

[7]) Suess, Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens, l. c.

[8]) v. Lóczy, l. c., siehe oben.

eines Mittelmeeres, das während der Moskaustufe in ostwestlicher Richtung von einem Ende der alten Welt bis zum anderen fluthete. Dieses Meer verbreitert sich in seinem östlichen Theile, um China, fast ganz Japan und Hinter-Indien zu erfüllen; denn carbonische Schichten vom Alter der Moskaustufe sind, wie schon oben ausgeführt wurde, im nordwestlichen (Provinz Kansu), wie im südwestlichen (Provinz Yünnan) und mittleren (mittlerer Yang-tsze) China verbreitet und finden einerseits ihre Fortsetzung in den Fusulinenkalken Japans und Koreas sowie im Obercarbon von Wladiwostok[1]; andererseits schliesst sich nach Süden zu das Obercarbon von Britisch Birma (Tenasserim[2]), von Tonking (Haï-phong[3]), von Sumatra (Padang) und Borneo an.

2. In sehr breitem, ungehinderten Zusammenhang mit diesem chinesisch-malaiischen und dem Mittelmeere stand das russische Obercarbonmeer. Dass das östliche Europa während des ganzen jüngeren Paläozoicum marine Absatzbedingungen besass, lehrt die gewaltige Entwickelung mariner Kalke im centralen Russland und an beiden Abhängen des Ural, dessen Aufwölbung nach Tschernyschew[4]) zu dieser Zeit längst begonnen hatte. Gleichzeitig erkennen wir in dem Wechsel mariner, die Leitfossilien der Moskaustufe führender Schichten mit Landpflanzen bezw. Kohlenflötze enthaltenden Bildungen im Donezbecken[5]) die südliche Begrenzung dieses Meeres. Daher haben wir seine Verbindung mit dem Mediterranmeere, deren Existenz man aus der auffälligen Uebereinstimmung der Faunen aller bisher genannter mediterraner, östlicher und russischer Fundpunkte folgern muss, weiter östlich auf asiatischem Boden zu suchen.

3. Dass sich das russische Obercarbonmeer bis hoch nach Norden erstreckte, ergiebt sich aus dem Vorkommen des *Spirifer mosquensis* Vern. nicht blos an der Petschoramündung und im Timangebirge, sondern sogar auf den Barent-Inseln[6]) (NW. Küste von Nowaja-Semlja).

I. Seine südliche Begrenzung erhält das eben beschriebene gewaltige Meer durch eine nicht minder umfangreiche Festlandsmasse. Ebenso wie für das Untercarbon und für die Dyas muss

---

[1]) Vgl. Tschernyschew, Bull. com. géol., VII, p. 353.

[2]) Nötling, l. c.

[3]) Jourdy, l. c.

[4]) Geologische Karte von Russland, Bl. 139: Central-Ural, p. 377.

[5]) Guide des excursions du congrès géologique international à St. Pétersbourg, XVI, 1897.

[6]) Toula, Sitz.-Ber. k. Akad., math.-naturw. Cl., Wien, Bd 71, 1, 1875, p. 527. — Nicht zu verwechseln mit der Barents-Insel im Spitzbergischen Archipel!

die Existenz dieses, das heutige Afrika, Vorder-Indien, Australien und den grössten Theil der malaiischen Inselflur umfassenden Continentes für die dazwischenliegende Zeit schon deshalb angenommen werden, weil aus all' den genannten Ländern (mit Ausnahme von Nord-Afrika) keine Spur von marinem Obercarbon bekannt ist. Ein allgemeines Fehlen dieser Bildungen in so weiten Gebieten aber kann aus mangelhafter Kenntniss der betreffenden Länder oder aus späterer Erosion nicht oder nur zum geringsten Theil erklärt werden. Neben diesem negativen Moment ist auf die wenigen bisher bekannt gewordenen Thatsachen, die das Vorhandensein eines südlichen Festlandes positiv erhärten, besonderer Werth zu legen: die Transgression des jüngeren Obercarbon (= lower Productus limestone) der indischen Salzkette über die darunter lagernden terrestrischen Bildungen, deren Entstehung der Ablagerung des unteren *Productus*-Kalkes unmittelbar voranging, oder die Wechsellagerung obercarbonischer mariner Schichten mit Landpflanzen führenden im östlichen Afrika (Tete am Zambesi [1])). Schliesslich geht die Existenz dieses Continentes auch daraus hervor, dass die auffallende Uebereinstimmung der Floren der genannten Gebiete, die wir im jüngsten Carbon und der Dyas wahrnehmen, neben einem gleichartigen Klima die vorherige Bildung eines Landzusammenhanges zur Voraussetzung hat.

4. Zu erwähnen sind an dieser Stelle noch die viel genannten, von LENZ aus der westlichen Sahara mitgebrachten, von verschiedenen Fundpunkten stammenden, offenbar nicht homotaxen carbonischen Faunen. [2]) Sie scheinen ihrem Alter nach z. Th. an der Grenze von Unter- und Obercarbon zu stehen. Hierfür spricht das Vorkommen des typischen *Productus undatus* DEFR. und das Auftreten von Arten aus dem Formenkreise des *Productus giganteus* MARTIN und besonders des *Spirifer mosquensis* VERN. Jedenfalls dürfen wir, da auf Grund dieser Fauna eine Meeresbedeckung der West-Sahara für den Beginn des Obercarbon anzunehmen ist, an einen unmittelbaren Zusammenhang dieses Meeres mit dem Mittelmeere wegen des im Uebrigen fremdartigen Charakters der Fauna nicht denken.

II. Ebenso, wie südlich vom Mediterrangebiet, haben wir

---

[1]) H. KUSS, Bull. soc. géol. France, (1), XII, p. 303.

[2]) STACHE unterscheidet (Denkschr. k. Akad., math.-naturw. Cl., Wien Bd. 46, p. 369 und Sitz.-Ber. math.-naturw. Cl., Bd. 86, p. 118) drei petrographisch ungleiche, an räumlich getrennten Punkten anstehende Vorkommen: 1. *Productus*-Kalke von Fum el Hossan (nördliche Zone), 2. Spiriferen-Sandsteine der mittleren Verbreitungszone, 3. Bryozoen- und Brachiopoden-reiche Crinoidenmergel von I-gidi (südliche Zone).

auch nördlich und nordwestlich desselben einen gewaltigen Continent anzunehmen, der durch das tiefe Eingreifen des russischen und nördlichen Meeres in zwei Abschnitte gegliedert wird. Für den grössten Theil des hohen Nordens sowie für den Osten, also für die heutigen Polargegenden und Nord-Asien, gilt hinsichtlich des Fehlens mariner Obercarbonschichten und für die daraus zu ziehenden Folgerungen dasselbe, was oben über den Südcontinent gesagt wurde. Die von Spitzbergen, Neu-Sibirien und anderen nördlichen Gebieten bisher als carbonisch angesprochenen Faunen sind sämmtlich [1]) jünger. Dagegen spricht das Vorkommen jungcarbonischer Pflanzen auf Spitzbergen (Recherche Bay, Robertssund) [2]) für das Vorhandensein festen Landes, und das geologische Auftreten von marinem Obercarbon in Wechsellagerung mit pflanzen- bezw. flötzführenden Schichten im nordwestlichen China (Santa-szhien) bestimmt zusammen mit dem marinen Obercarbon von Wladiwostok und demjenigen nördlich der Beringstrasse auf Alaska (Cape Thompson) [3]) die äusserste Grenze, bis zu der sich der Continent östlich erstreckt haben kann. Daraus folgt zugleich, dass die Ostküste dieses carbonischen Festlandes im Grossen und Ganzen mit dem heutigen Ostrande des nördlichen Asien zusammenfiel. Weiterhin ergiebt sich aus der grossen faunistischen Aehnlichkeit, die zwischen den Fusulinenkalken Chinas und denen des westlichen Nord-Amerika besteht, und aus den nahen Beziehungen der genannten Fauna von Alaska zum marinen Obercarbon von Californien [4]), Peru und Bolivia (Cochabamba [5]) und Titicaca-See [6])), dass der Stille Ocean wenigstens in seinem nördlichen Theile zur Carbonzeit in etwa der gleichen Ausdehnung wie gegenwärtig bestand, im Osten einen Theil des heutigen westlichen Amerika bedeckte, im Norden erst in höheren Breiten als gegenwärtig von Land begrenzt wurde.

Dass ebenso, wie östlich, auch westlich des russischen Fusulinen-Meeres festes Land weite Strecken erfüllte, ist allgemein bekannt: mit dem Ende der Untercarbonzeit trat im westlichen Europa — z. Th. wohl in Folge der Aufwölbung der carboni-

---

[1]) Ausgenommen die oben besprochene, von den Barent-Inseln herrührende.

[2]) Vgl. Frech, Karnische Alpen, p. 361.

[3]) Seventeenth annual report of the United States geological Survey, p. 865 u. 903 ff.

[4]) Ibidem, p. 906.

[5]) Toula, Ueber einige Fossilien des Kohlenkalkes von Bolivia. Sitz.-Ber. k. Akad., math.-naturw. Cl., Wien, Bd. 59, 1, p. 433.

[6]) Salter, Quart. Journ., XVII, p. 62.

schen Hochgebirge — vielfach ein Rückgang des Meeres ein. Wo, wie in Irland, England und Westfalen, die obercarbonische Schichtenreihe durch den millstone grit oder den flötzleeren Sandstein eröffnet wird, haben wir es mit einem verlangsamten Rückzuge des Meeres zu thun; die betreffenden Schichten gelangten bei sinkendem Meeresboden in der Nähe der Küste, wahrscheinlich in engen Buchten, z. Th. auch in Binnenseeen zum Absatz. Die Trockenlegung dieser Gebiete erfolgte erst im Verlaufe der Obercarbonzeit. Ihre Verbindung mit dem Weltmeere haben wir wohl nach Osten hin zu suchen; wenigstens spricht für einen solchen Zusammenhang der Umstand, dass das Carbon von Coalbrookdale in England, dessen Entstehung dem millstone grit unmittelbar folgte, in faunistischer und facieller Beziehung sehr an die Verhältnisse der Ostrauer (= Rybniker) Schichten Ober-Schlesiens und an ihre marinen Zwischenlagen[1]) erinnert. Dass das westliche Europa im Uebrigen zur Zeit der Moskaustufe Festland war, geht daraus hervor, dass ihm jede Spur der charakteristischen Fauna der östlichen Meere und des Mediterranmeeres fehlt und auf das Untercarbon unmittelbar die terrestrischen Bildungen folgen, die man früher als die typische Entwickelung des Obercarbon ansah. Freilich gehören von diesen terrestrischen Bildungen und ihren Floren nur die wenigsten dem Beginn der Obercarbonzeit an, die Mehrzahl von ihnen ist erst im späteren Verlaufe der Formation entstanden.

VI. Verschiebungen in der Vertheilung von Wasser und Land während der Obercarbonzeit.

Ueber die Verschiebungen, die in der Vertheilung von Wasser und Land während des jüngeren Obercarbon eintraten, ist Folgendes zu bemerken: die im Vorstehenden in grossen Zügen dargestellten Meere, das Mittelmeer, das sich östlich anschliessende chinesische Meer und das russische Meer bleiben in ihren allgemeinen Umrissen unverändert. Dies lehrt die fortgesetzt gleichmässige Entwickelung der Fusulinenkalke in Russland und im Ural, ebenso die Thatsache, dass das jüngere, marine Obercarbon in China weit verbreitet ist (Horizont von Lo-ping). In gleicher Weise behalten die Landmassen während der gesammten Obercarbonzeit ihren alten Zusammenhang. Der südliche Continent gewinnt durch das allmähliche Auftreten einer gleichartigen Flora und durch die Spuren einer Eiszeit der Südhemisphäre immer

[1]) Th. Ebert, Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abh. k. preuss. geol. L.-A., Neue Folge, Heft 19, 1895.

greifbarere Gestalt. Der westeuropäische Continent beweist sein Fortbestehen durch die immer reicher werdende Entwickelung pflanzenführender Schichten bezw. durch eine Reihe dem jüngsten Carbon angehörender, festländischer Kohlenbecken (Centralplateau, Westalpen, Schwarzwald, Erzgebirge, Böhmen), die den allmählichen Uebergang zum Rothliegenden und dessen Kohlenbecken („Kohlenrothliegendes") vermitteln.

Diesen allgemein gültigen Sätzen widerspricht nicht, dass mannigfache locale Verschiebungen der Küstenlinie eingetreten sind. Dass erst im späteren Verlaufe der Obercarbonzeit die britisch-westfälische Meeresbucht und ihr Zusammenhang mit dem russischen Meere trocken gelegt wurde, ist bereits hervorgehoben und wird besonders dadurch bewiesen, dass marine Zwischenschichten auf das ältere productive Steinkohlengebirge Englands, Belgiens, des Ruhrbeckens und Ober-Schlesiens beschränkt sind. Ebenso fand ein Rückzug des Meeres im westlichen Mittelmeer statt: die marinen Schichten Asturiens beschränken sich auf die Moskaustufe und werden später durch Landpflanzen führende Schichten ersetzt. Andererseits sehen wir in dem transgredirenden Auftreten des karnischen Fusulinenkalkes in den Ostalpen (= Stufe von Gsehl) und in der mächtigen Entwickelung der *Productus*-Kalke der indischen Salzkette vom jüngsten Carbon ab Beweise für ein locales Vorschreiten des Meeres. Doch ist in diesen Erscheinungen irgend welche Gesetzmässigkeit nicht zu erkennen. Im Gegensatz zu Nord-Amerika, wo in obercarbonischer Zeit das Meer allmählich nach Westen hin zurückweicht, haben wir es in der alten Welt mit mehr localen Erscheinungen zu thun. Auch die Verschiebungen in der Vertheilung von Wasser und Land gegenüber dem jüngsten Untercarbon sind geringfügig. Insbesondere ergiebt sich, dass das massenhafte Erscheinen von Fusulinen zu Beginn des Obercarbon mit einer allgemeineren Transgression nicht verbunden ist, ferner, dass von hier bis zum Beginn der Dyas weder ein allgemeines Zurückweichen des Meeres noch eine grosse Transgression im Gebiete des europäisch-asiatischen Continentes stattgefunden hat.

Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse.

I. Das Obercarbon ist im südlichen und östlichen Asien in mariner Ausbildung weit verbreitet und in mehreren Stufen entwickelt. Terrestrische Bildungen treten hiergegen zurück und sind vereinzelt. [1])

II. Von bekannteren ost- und südasiatischen Vorkommen des Obercarbon ist das von Teng-tjan-csing und Santa-szhien älteres, dasjenige von Lo-ping jüngstes Obercarbon. Die Fauna von Padang ist ebenfalls obercarbonisch und umfasst die Moskaustufe zusammen mit jüngeren Horizonten der Formation.

III. Die obercarbonischen Faunen Ost- und Süd-Asiens haben z. Th. auffallende Beziehungen sowohl zu den gleichaltrigen Faunen des europäischen Russlands als auch zu denen des europäischen Mediterrangebietes. Nur ein breiter Meereszusammenhang zwischen den genannten Gebieten zur Obercarbonzeit vermag diese Erscheinung zu erklären.

IV. Im Gebiete des europäisch-asiatischen Continentes fand während der Obercarbonzeit weder eine allgemeine Transgression, noch der entgegengesetzte Vorgang in grösserem Umfange statt. Die in der Vertheilung von Wasser und Land zu beobachtenden Verschiebungen sind localer Natur.

---

[1]) Die unermesslichen Steinkohlenschätze Chinas stammen also meist aus Schichten, die theils älter, theils jünger sind als die europäische und nordamerikanische productive Steinkohlenformation.

9. Fusulinella, ihr Schalenbau und ihre systematische Stellung.

Von Herrn Detlev Lienau in Königsberg i. Pr.

Hierzu Tafel XV.

Die Gattung *Fusulinella* Möll. spielt in den neueren, systematischen Eintheilungen der Foraminiferen, die auf phylogenetischer Grundlage ruhen, eine wesentliche Rolle. Um diese Bedeutung würdigen zu können, müssen wir einen Blick auf die Entwickelung dieser Systeme werfen.

Im Jahre 1887 ersetzte Neumayr[1]) die bis dahin übliche, künstliche Eintheilung der schalentragenden Foraminiferen durch ein auf ihre natürlichen Verwandtschafts-Verhältnisse gegründetes System. Er bewies überzeugend, dass man in den früheren Systemen zu grosses Gewicht auf Schalenmaterial und Schalenstructur gelegt hatte, da diese viel eher einer Variation fähig sind, als der Bauplan, der „Typus", der einer Formengruppe eigenthümlich ist.

Die Entwickelung und Ausbildung dieses Schalenbaues ist, wie neuerdings Rhumbler[2]) an vielen Beispielen nachgewiesen hat, hauptsächlich bestimmt durch das Streben nach Festigkeit, worauf Neumayr bei der Aufstellung seiner vier Schalentypen noch nicht eingegangen ist. Dem Streben nach Festigkeit entsprach zunächst der Erwerb einer Schale überhaupt: die anfangs unbeschalten Rhizopoden nahmen Sandtheilchen in ihre Oberfläche auf, wodurch, als erste Entwicklungsstufe, „die irregulär agglutinirenden Sandschaler (Neumayr)" entstanden, die zur Ausbildung eines festen Typus noch nicht gelangten. Es sind das die Stammformen der Thalamophoren: Neumayr's Astrorhiziden, Rhumbler's *Rhabdaminidae,* die sich aus unbeschalten Rhizo-

---

[1]) Die natürlichen Verwandtschafts-Verhältnisse der schalentragenden Foraminiferen. Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss., Wien, math.-nat. Cl., XCV, I. Abth., 1887, p. 156.

[2]) Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren. Nachr. k. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Cl., 1895.

poden in Zeiten der Erdgeschichte, die der Beobachtung nicht zugänglich sind, gebildet haben mögen und nach RHUMBLER noch öfter in jüngeren Formationen und auch heute noch als „Neulinge" entstehen.

Auf der zweiten Phase, der „regulär agglutinirenden Entwickelungsstufe", haben die Sandschaler schon alle vier Typen NEUMAYR's hervorgebracht: den ungekammerten oder mangelhaft gekammerten Cornuspiriden-Typus und die immer gekammerten Textulariden-, Lituoliden- und Fusuliniden-Typen. Eine einfache Betrachtung des Schalenbaues dieser Typen zeigt, dass in dieser Reihe die Festigkeit der Gehäuse durch Aufrollung, Zusammendrängung, Bildung von nebeneinander liegenden Kammerreihen und Aehnlichem stetig steigt.

Eine weitere Verfestigung der Schale bedeutet — auf der dritten Entwickelungsstufe — die Umwandlung der Sandschale in eine von innen heraus abgeschiedene Kalkschale, die in ihrer Homogenität dem Zerbrechen naturgemäss grösseren Widerstand entgegensetzt, als das lose verkittete, sandige Gehäuse. Erst auf dieser Stufe ist nicht nur der Schalentypus, sondern auch die Schalenstructur vollkommen gefestigt, während auf der vorhergehenden Uebergänge und Umschläge ungemein häufig waren: wir fanden dort in einem und demselben Typus dichte und poröse, sandige, sandig-kalkige und kalkig-sandige Schalen (z. B. bei *Endothyra* und *Nodosinella*). Jetzt erst darf man Porosität und Dichtigkeit der Schale unbedenklich zur Scheidung von Parallelreihen verwerfen.

So kam NEUMAYR[1]) zur Aufstellung folgenden Systems:

I. Irregulär agglutinirende Entwickelungsstufe.	Ohne festen Typus.			
II. Regulär agglutinirende Entwickelungsstufe.	Typ. A.	Typ. B.	Typ. C.	Typ. D.
III. Kalkige Entwickelungsstufe.	Typ. A. a. imperforate Reihe. b. perforate Reihe.	Typ. B.	Typ. C.	Typ. B. a. imperforate Reihe. b. perforate Reihe.

[1]) l. c. Tabelle.

Von diesen vier Typen bestehen nun der Cornuspiriden-Typus (A), der Textulariden-Typus (B) und der Lituoliden-Typus (C) meines Erachtens zu Recht, wenn man nicht die detaillirte Eintheilung RHUMBLER's[1] annehmen will; der Fusuliniden-Typus (D) wird jedoch, wie in dieser Untersuchung gezeigt werden soll, zu streichen sein.

NEUMAYR selbst erschien die Berechtigung dieses Typus zweifelhaft, und er sagt darüber[2], es bestünden zwischen Formen der regulär agglutinirenden Entwickelungsstufe, namentlich den hochstehenden, die zwischen Sand- und Kalkschaligkeit schwanken, und den ausgesprochenen Kalkschalern von niederer Ausbildungsform die engsten Beziehungen. Dann fährt er wörtlich fort[3]:

„Im Gegensatze zu den bisher betrachteten Fällen ist kaum „eine Spur von Uebergängen oder Parallelformen zu den „höher“ „organisirten Kalkschalern vorhanden, wir kennen keine agglutinirende Form, die mit *Peneroplis, Orbitolites, Alveolina,* mit „*Polystomella,* mit einer höheren Rotalide, mit *Amphistegina,* „*Operculina, Heterostegina, Nummulites, Cycloclypeus* oder *Orbi-*„*toides* verglichen werden könnte. Nur eine einzige Aus-„nahme ist bekannt und diese findet sich bezeichnender Weise „in paläozoischen Schichten; unter den Fusuliniden der Kohlen-„formation finden sich nämlich Vertreter der Gattung *Fusuli-*„*nella,* die nach den Untersuchungen von SCHWAGER und STEIN-„MANN agglutinirende Schale zeigen, wie das namentlich bei *Fusu-*„*linella Struvei* aus dem russischen Kohlenkalke der Fall ist.[4]“

Weiter unten sagt NEUMAYR[5], es seien „Andeutungen“ zu einem vierten Typus in *Fusulinella Struvei* vorhanden, die sich indess eng an *Endothyra* und *Haplophragmium,* welche oft mit ihr verwechselt worden seien, anschliesse; auch sei dieser vierte Typus den drei anderen nicht gleichwerthig, sondern von viel beschränkterer Bedeutung. Es passe die Definition des Endothyren-Zweiges auf *Fusulinella Struvei*, und so könnten die Fusuliniden möglicherweise auf den sandschaligen Lituoliden-Typus zurückzuführen sein. Er schliesst mit der Bemerkung, er müsse vorläufig darauf verzichten, auch die Fusuliniden mit voller Be-

---

[1]) l. c., Tabelle am Schluss der Abhandlung.

[2]) l. c. p. 163, 164.

[3]) l. c. p. 164.

[4]) SCHWAGER in BÜTSCHLI, Protozoen, Bd. I von BRONN's Classen und Ordnungen des Thierreiches, p. 249.

[5]) l. c. p. 174.

stimmtheit auf den Lituoliden-Typus zurückzuführen, so wahrscheinlich eine solche Annahme auch sei.[1])

Diese Vermuthung NEUMAYR's nahm RHUMBLER[2]) auf, indem er die Fusuliniden an seine Familie der Endothyriden anschloss; SCHELLWIEN[3]) begründete durch Beobachtungen über die Septalbildung diese Stellung vollkommen zutreffend, ohne jedoch Details und Abbildungen zu geben.

Hier soll die folgende Untersuchung einsetzen, die den Beweis zu erbringen hat, dass sich die Fusulinellen in der That auf das Engste an den Endothyren-Zweig anschliessen.

Ehe ich jedoch auf den Schalenbau selbst eingehe, mögen — zur Einführung in den Stand der Frage — einige Angaben über die früheren Auffassungen desselben und über die Aufstellung der hier behandelten Gattung folgen.

Die Abtrennung der Gattung *Fusulinella* von dem Collectivtypus *Fusulina cylindrica* vollzog VAL. v. MÖLLER, der diese Gattung in seinen in den Jahren 1878—1880 veröffentlichten Arbeiten über die Foraminiferen des russischen Kohlenkalkes[4]) aufstellte. Er deutet, wie SCHWAGER[5]) hervorhebt, durch den Namen *Fusulinella* die nahe Verwandtschaft mit *Fusulina* an, glaubt sie aber wieder von dieser trennen zu müssen, einerseits weil er, entsprechend der damals herrschenden Anschauung über die Systematik der Foraminiferen, zu grosses Gewicht auf ihre dichte Schalenstructur legte, andererseits weil er die Septalbildung bei *Fusulina* irrig auffasste. Er erkannte bei *Fusulinella* richtig, dass die Septen durch Umbiegung der Wandungen entstehen, nahm aber bei *Fusulina* an, dass sie sich in die Wände einkeilten, eine Art der Septalbildung, die *Fusulina* weit von *Fusulinella* entfernen würde. Nachdem aber SCHELLWIEN[6]) bewiesen hat, dass auch *Fusulina* ihre Septen durch einfache Umbiegung der Wände baut, ist eine Trennung von *Fusulinella* und *Fusulina* auf Grund des Septalbaues nicht mehr statthaft.

---

[1]) NEUMAYR, l. c. p. 164. Jedenfalls bildet auch *Fusulinella* innerhalb der Gruppe der Fusuliniden, wie aus der Beziehung der Septa zur Schale hervorgeht, den einfachsten Typus und speciell *Fusulinella Struvei* ist kaum höher organisirt, als eine beliebige *Endothyra*.

[2]) l. c., Tabelle.

[3]) Die Fauna des karnischen Fusulinen-Kalkes, II. Palaeontographica, XLIV, 1898.

[4]) v. MÖLLER, Die spiralgewundenen Foraminiferen des russischen Kohlenkalkes. Mém. de l'Acad. imp. d. Sc. de St. Pétersbourg, (7), XXV, 1878 und l. c. t. 27, No. 5.

[5]) SCHWAGER, l. c. p. 249.

[6]) l. c. p. 238—241.

Auch ist ein Unterschied, wie er durch den Besitz von Canälen bei *Fusulinella,* den Möller annimmt, geschaffen werden würde, nicht vorhanden, nachdem ich Schellwien's [1]) Vermuthung, die vermeintlichen Canäle seien die Körper der Septen selbst, durch neue Beobachtungen bestätigen kann. Also auch in der Einfachheit des Schalenbaues stimmen *Fusulina* und *Fusulinella* vollkommen überein.

Ebenso werden wir finden, dass das Material der Schale bei beiden Formen durchgehend gleich, nämlich rein kalkig ist, so dass demnach ein Unterschied nur in der Porosität und Dichtigkeit der Schale besteht, ein Unterschied, der nach Neumayr [2]) nicht ausreicht, um *Fusulinella* soweit von *Fusulina* zu trennen, wie v. Möller das gethan hat.

1880 schliesst sich Steinmann [3]), was das Vorhandensein von doppelten Wänden und Septen anlangt, v. Möller an.

1880 — 82 spricht Schwager [4]) von einer sandschaligen *Fusulinella Struvei,* ohne die Sandschaligkeit durch Beweise zu belegen. Er sagt darüber nur: „Ob die agglutinirenden Formen „mit ähnlichem Aufbau, wie z. B. *Fus. Struvei* Möller, die „auch Steinmann [3]) anführt, zu einer besonderen Gruppe zusam- „menzulegen wären, müssen noch eingehendere Untersuchungen „erweisen.“

1883 bezweifelt Schwager [5]), dass *Fusulinella* nicht porös sei, und meint, die schlechte Erhaltung der Fusulinellen und die Feinheit ihrer Poren könnten möglicherweise die Beobachtung dieser nicht gestattet haben. Ich folge in dieser Frage Neumayr, der der Meinung ist, dass, wenn Poren vorhanden gewesen wären, solche sich auch der Beobachtung nicht hätten entziehen können. [6]) Allerdings sind die Fusulinellen oft sehr schlecht erhalten, so sind häufig die Septen ausgefallen; allein es ist mir dennoch gelungen, Exemplare zu schleifen, die alle Structureigenheiten zeigen mussten, und bei denen Poren nie zu beobachten waren. [7])

---

[1]) l. c. p. 260.

[2]) l. c. p. 164, Fussnote: „Durchaus ablehnend muss ich mich gegenüber der völligen Abtrennung von *Fusulinella* und ihrer Unterbringung bei den porzellanschaligen Formen verhalten.

[3]) Mikroskopische Thierreste aus dem deutschen Kohlenkalk. Diese Zeitschrift, XXXII, 1880, p. 399.

[4]) l. c. p. 249.

[5]) Carb. Foraminiferen aus China und Japan. v. Richthofen, China, IV, p. 143, 144.

[6]) Neumayr, l. c. p. 182—184.

[7]) Nach einer persönlichen Mittheilung des Herrn Dr. E. Schellwien ist Schwager zu der Meinung, *Fusulinella* sei möglicherweise

1887 stellt NEUMAYR sein neues System der Foraminiferen auf, wobei er den Fusuliniden-Typus auf die angeblich sandige *Fusulinella Struvei* gründet. Er stützt sich, was die Sandhaltigkeit[1]) anlangt, auf SCHWAGER und STEINMANN.[2]) 1889 wiederholt NEUMAYR[3]) in seinem „Stämme des Thierreichs“ seine Ansicht über das natürliche System der Foraminiferen.

1895 stellt RHUMBLER[4]) sein auf Beobachtungen an lebendem Material, unter Berücksichtigung der fossilen Formen, gegründetes System auf, in dem er die Fusuliniden an seine Familie der Endothyriden anschliesst.

1898 folgt ihm hierin SCHELLWIEN, der über *Fusulinella* Folgendes sagt[5]):

„Nach MÖLLER zeigt das Gehäuse der Gattung *Fusulinella* „einen ausserordentlich complicirten Aufbau, der sich durch das „Vorhandensein von doppelten Wandungen und „Interseptalräumen“ „weit von den Fusulinen entfernt. Ich halte es nach einer Durch- „sicht der MÖLLER'schen Originale für wahrscheinlich, dass der „Unterschied kein so einschneidender ist. Die von MÖLLER als „Interseptalsäume gedeuteten Stellen halte ich in den meisten „Fällen für das eigentliche Skelet der Fusulinellen, d. h. für die „Kammerwand und die aus ihr durch Umbiegung hervorgegan- „genen Septen. Die dunkleren Lagen, welche beide umgeben, „sind dann auf Verdickungen zurückzuführen, wie sie bei den „Fusulinen ausführlich beschrieben wurden, die aber hier viel „stärker auftreten und ebenso die ganzen Kammern bekleiden, „wie sie den Boden des vorhergehenden Umganges bedecken. An „gut erhaltenen Fusulinellen aus Asturien liess sich beobachten, „dass scheinbare Interseptalräume auch durch den tiefen Ansatz „des neuen Septums hervorgerufen werden können, während an- „dererseits die ersten drei bis vier Windungen einfache — nicht „verstärkte — Kammerwände zeigten, die sich ebenso in die „Septen fortsetzten.“

Die Richtigkeit dieser Ausführungen, denen nur die Belege fehlen, wird die folgende Untersuchung zu bestätigen haben.

---

doch porös, durch eine Verwechselung mit Rotalien gekommen. Es existiren Schliffe von *Rotalia* aus dem Kohlenkalk von Ontaria in Asturien, die SCHWAGER angefertigt und eigenhändig mit „*Fusulinella*“ etiquettirt hat.

[1]) NEUMAYR, l. c. p. 164.

[2]) Die betreffenden Arbeiten können nur die beiden schon unten citirten sein. Jedenfalls sind in ihnen nicht die Untersuchungen, sondern nur die Ergebnisse solcher niedergelegt.

[3]) Stämme des Thierreichs, I, 1889, Kap. 2.

[4]) l. c., Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren.

[5]) l. c. p. 260, 261.

Der Schalenbau von *Fusulinella*.

Den inneren, auf dem Dünnschliffe erkennbaren Bau von *Fusulinella* charakterisire ich kurz folgendermaassen:

1. *Fusulinella* baut rein kalkige, nicht poröse Schalen,
2. die Kammerwandungen sind einfach (vergl. Satz 5),
3. die Septen entstehen durch Umbiegung der Aussenwand in fast immer rechtem Winkel,
4. die Kammern, vor Allem die der äusseren Umgänge, sind mit dichter, supplementärer Kalkbedeckung („Verdickungen“ Schellw.) ausgekleidet, zwischen der die dünnen, zarten Septen wie helle Bänder verlaufen,
5. Canäle sind **nicht** vorhanden (vergl. Satz 2).

1. Auf den ersten Punkt, die Kalkschaligkeit, werde ich weiter unten eingehen und will hier nur kurz andeuten, dass die Behauptung, *Fusulinella* komme auch in sandschaligen Varietäten vor, vermuthlich auf einer Verwechselung mit Endothyren beruht.

2. Die Einfachheit der Kammerwände ist leicht zu beobachten (s. Taf. XV, Fig. 1 u. 2), sobald man nur die richtigen Theile des Skelets als die Körper der Wände und Septen erkannt hat. v. Möller liess sich durch die stark in's Auge fallende, sehr dicke und dunkle, supplementäre Kalkbekleidung zu der Ansicht verleiten, dies seien die eigentlichen Wandungen: ein Irrthum, der durch die auffallende Durchsichtigkeit der wirklichen Wände und Septen leicht entstehen konnte. Er erkannte die kalkige Verdickung der Wandungen richtig nur an der Aussenseite der Umgänge und bezeichnete sie als „supplementäre Kalkbedeckung“. Diese Verdickung des Skelets durch nachträgliche Kalkabscheidung, die bei den Fusulinen in der Regel nur an den Enden der Septen vorkommt und nur selten die Seiten und Böden[1]), niemals aber auch das Dach[2]) der Kammern bekleidet, ist hier, vor Allem in den äusseren Umgängen, die Regel; die inneren zeigen oft die dünnen, hellen Septen frei von Verdickungen. Jedenfalls ist immer eine Abnahme der dunklen Kalksubstanz nach der Centralkammer hin zu bemerken (Taf. XV, Fig. 1).

3. Die Septen entstehen durch Umbiegung der Aussenwand nach innen, wie bei *Endothyra*, nur nach einem höheren, grössere

---

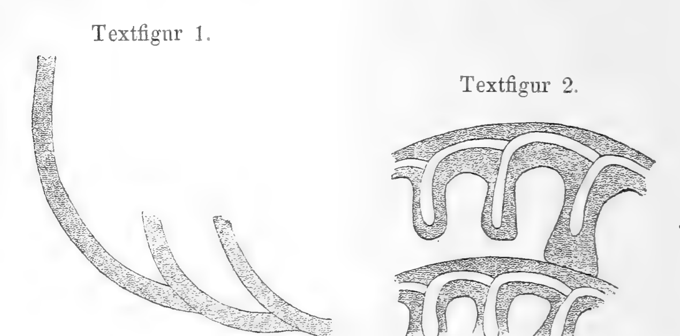
[1]) Schellwien, l. c. t. 19, f. 4; t. 22, f. 1.

[2]) Eine Bedeckung des Daches würde die Function der Poren aufheben.

Festigkeit bedingenden Modus. Bei *Endothyra* erfolgt die Umbiegung in einer schwach gebogenen, mehr oder weniger flachen Curve (Textfig. 1), bei *Fusulinella* in einem scharfen, in der Regel rechten Winkel (Textfig. 2).

Textfigur 1.

Textfigur 2.



4. Um diese scharf abgebogenen Septen, die meist senkrecht auf die Aussenwand des vorhergehenden Umganges weisen, setzen sich nun die kalkigen Verdickungen ab und zwar oft in einer solchen Stärke, dass sie mit der äusseren Kalkbekleidung des vorhergehenden Umganges verschmelzen und so eine bedeutende Erhöhung der Festigkeit des Gehäuses herbeiführen (Textfig. 3 und Taf. XV, Fig. 1 u. 2).

Textfigur 3.

Textfigur 4.



5. Der Mitteltheil der in Fig. 1 der beigefügten Tafel abgebildeten *Fusulinella* lässt nun leicht erkennen, wie Möller dazu kam, die Septen für Kanäle anzusehen. Nicht genau median getroffene, vor Allem etwas schräg geschnittene Exemplare können leicht die Täuschung erwecken, es gingen die hellen Bänder der Septen des einen Umganges in die des anderen über, ein Umstand, der es noch näher legte, sie als ein vollkommen anastomosirendes Canalsystem zu betrachten. Eine genaue Beobachtung indess zeigt deutlich die Trennungslinie der Ansatzstelle des einen Septums an das andere (Textfig. 4a) Taf. XV, Fig. 1 u. 2; auch

sieht man dann, dass die Septen an ihrem Ende gewöhnlich kolbig angeschwollen sind (Textfig. 4b).

Der Besitz eines Canalsystems würde auch dem sonstigen Bauplan dieser Foraminifere wenig entsprechen, wenn man sie — wie hier nachzuweisen versucht ist — für dichtschalig hält. Rhumbler[1]) führt nämlich in seiner oben citirten Arbeit Folgendes aus: ein Canalsystem kommt nur bei porösen Formen vor und hat nur bei solchen Sinn und Zweck. Bei dem Streben nach Festigkeit nämlich werden die Gehäuse je höher sie stehen, desto involuter. Die Involutirung hebt nun die Function der Poren, die dem Austritt der Pseudopodien und vor Allem der Athmung dienen, zum grossen Theil auf, indem sie die Poren der älteren Gehäusetheile durch die Umhüllung verschliesst. Trotz dieses Nachtheils bedienen sich auch poröse Formen, der grossen Steigerung der Festigkeit zu Liebe, doch der Involutirung und suchen nun der Verstopfung der Poren durch Ausbildung eines complicirten Canalsystemes entgegen zu arbeiten. Die Poren der inneren Windungen behalten dann ihre Function bei und stellen durch Vermittelung der Canäle die directe Verbindung des Weichkörpers mit der Aussenwelt her. Eine imperforate Foraminifere, die immer nur durch die Mundöffnung mit der Aussenwelt communicirt, bedarf also eines Canalsystemes nicht und würde sich sogar durch Anlage von Canälen, die naturgemäss die Festigkeit des Gehäuses herabmindern, erheblich schädigen.

Die Stellung von *Fusulinella* im System.

Neumayr gründete die Stellung, die er den Fusulinellen im System gab, auf die angebliche Sandschaligkeit von *Fusulinella Struvei*; er nahm auch bei dem Fusulinellen-Typus an, wie er das für seine anderen Typen nachgewiesen hatte, dass von „sandigen" Fusulinellen eine perforate und eine imperforate, kalkige Reihe stamme: die erste umfasse *Fusulina, Schwagerina* und nach Schellwien auch *Möllerina*, die zweite aber alle „kalkigen" Fusulinellen.

Die Behauptung, *Fusulinella*, insbesondere *Fusulinella Struvei* sei auch sandhaltig, kehrt mehrmals in der Literatur wieder[2]), ohne dass an einer Stelle eine genaue Beschreibung oder Abbildung dieser Structur gegeben würde. Vielmehr wird die Sandschaligkeit gewisser Fusulinellen überall wie ein selbstverständ-

[1]) l. c. p. 77, 78.
[2]) So bei Schwager, l. c. p. 249. — Neumayr, l. c. p. 164, 174, Tab. zu 186. Ders., Stämme des Thierreiches, p. 192.

liches Factum behandelt. Eine Durchsicht der Untersuchungen über *Fusulinella,* die vor dem Erscheinen der citirten Arbeiten von SCHWAGER und STEINMANN liegen, hat nichts über diese Frage ergeben.

Unter dem neuen reichen Material, das mir aus den verschiedensten Gegenden vorlag, fand ich nur rein kalkige Schalen, nie eine sandige und auch keine Uebergangsformen, wie bei *Endothyra:* d. h. Gehäuse aus wenig Sand mit viel kalkigem Cement.

Ich komme also zu dem Schlusse:

1. *Fusulinella* ist eine rein kalkschalige Foraminifere.
2. die Behauptung, es kämen auch sandschalige Fusulinellen vor, beruht aller Wahrscheinlichkeit nach auf einer Verwechselung von *Fusulinella Struvei* mit *Endothyra ornata* var. *tenuis.*[1])

Ein solche Verwechselung lag nahe. Von der grossen Aehnlichkeit im äusseren Habitus sehe ich ab; denn man kann oft nur im Schliff entscheiden, ob man es mit einer *Endothyra* oder einer *Fusulinella* zu thun hat. So hat BRADY[2]) *Fusulinella* als *Endothyra ornata* BRADY abgebildet und beschrieben. NEUMAYR findet, wie schon unten citirt wurde, dass eine Verwechselung von *Fusulinella* mit *Endothyra* und *Haplophragmium* oft vorgekommen sei, und sagt, die Definition des Endothyren-Zweiges passe ganz auf *Fusulinella Struvei.*[3])

Ich formulire also die Stellung von *Fusulinella* im System dahin:

1. nach der NEUMAYR'schen Eintheilung ist *Fusulinella* an den Endothyren-Zweig des sandigen Lituoliden-Stammes anzuschliessen,
2. nach dem RHUMBLER'schen System an die Familie der *Endothyridae,*
3. ein besonderer Fusuliniden-Typus existirt nicht.

Mit der Erkenntniss, dass es eine sandschalige *Fusulinella* nicht giebt, fällt naturgemäss NEUMAYR's Fusulinidenstamm als selbständiger Typus fort; denn er war, wie wir sahen, nur der angeblich sandigen *Fusulinella Struvei* zu Liebe aufgestellt wor-

---

[1]) Vergl. STEINMANN, l. c. p. 400, 401.

[2]) The Carboniferous and Permian Foraminifera (the genus *Fusulina* excepted). Palaeont. Soc., 1876, p. 99, t. 6, f. 3.

[3]) Auch in diesem Falle braucht *Fusulinella* nicht sandschalig zu sein; denn unter den Endothyren kommen sowohl sandige wie kalkige Formen vor. Vergl. STEINMANN, l. c. p. 400, 401.

den, und NEUMAYR selbst hatte starke Zweifel an seiner Berechtigung gehegt.

Es lag mir Material aus den verschiedensten Gegenden vor, jedoch noch nicht genug, um ein endgiltiges Urtheil über die Verbreitung der Fusulinellen abgeben zu können. Ich nehme indess an, dass sie im Kohlenkalk offenbar über die ganze Erde verbreitet gewesen sind. [1])

Unter dem reichen Material, das mir zur Verfügung stand, waren nur wenige innerlich gut erhaltene Exemplare, so dass ich auch von einer Bestimmung der Species vorläufig absehen muss. Am besten erhalten waren einige Fusulinellen-Arten, die aus dem Nachlass des Herrn C. SCHWAGER stammten, deren Fundort jedoch unbekannt ist; sie trugen die Bezeichnung: Kohlenkalk, grüne Mergel. Ich habe mich demnach genöthigt gesehen, gerade diese Stücke abzubilden, da sie die Structur-Eigenthümlichkeiten, wenn auch nicht in glänzender, so doch genügender Weise zeigten.

Unter dem Material von Cerna bei Krakau und Ontoria in Asturien haben sich neue, Fusulinellen-ähnliche Foraminiferen gefunden, deren Bearbeitung späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben muss.

---

[1]) Vergl. SCHWAGER, l. c. p. 249.

---

10. Notiz über eine Pseudodiscordanz.

Von Herrn F. Rinne in Hannover.

Im Lerbacher Thale bei Osterode am Harz befindet sich an der rechten Thalseite, einige hundert Schritt unterhalb des Gasthauses zur Waldquelle im Walde versteckt, ein verlassener Steinbruch, der in ausgedehnter Fläche eine steil einfallende und parallel dem Thal streichende Kieselschieferwand zeigt.

Der Steinbruchsbetrieb scheint ursprünglich auf die Gewinnung von Grauwacke gerichtet gewesen zu sein. Sie überlagert den Kieselschiefer in dickeren Bänken, wie es an der rechten Seite des Bruches noch zu sehen ist.

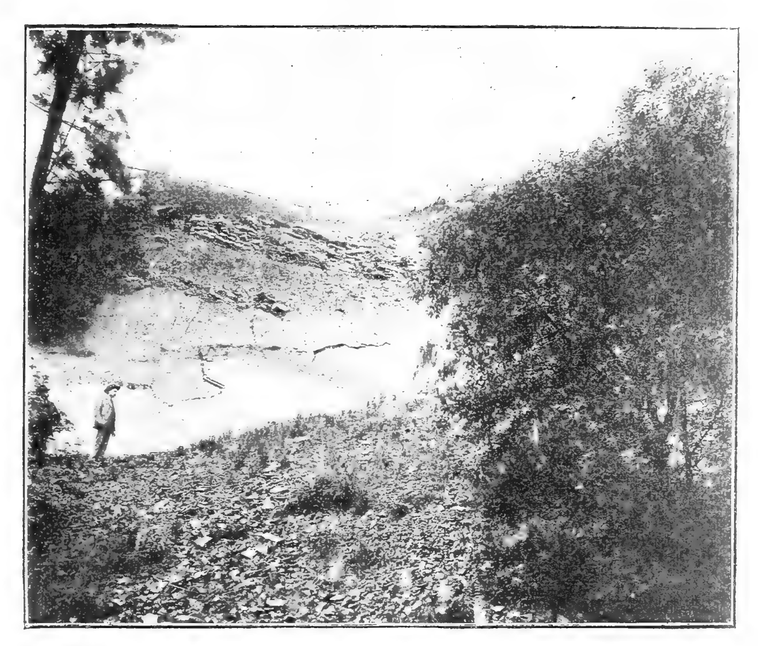
Besonders auffällig ist eine auch im Bilde Fig. 1, p. 421, heraustretende Ueberlagerung der an ihrem Fusse durch zahlreiche, eckige Kieselschiefer-Bruchstücke verschütteten, steil fallenden Wand durch schwach geneigte Schichten. Man glaubt beim Betreten des Steinbruches auf den ersten Blick ein ausgezeichnet schönes Beispiel der in der Gegend von Osterode am Harz vortrefflich aufgeschlossenen discordanten Ueberlagerung carbonischen Gebirges durch Zechstein vor sich zu haben.[1] In Wirklichkeit ist die Erscheinung durch „Hakenbildung" verursacht. Die steil aufgerichteten Schichten des Kieselschiefers sind in bekannter Art, dem Gehängedruck Folge leistend, am Ausgehenden nach dem Thale zu umgeklappt.

Die steile Wand und die überlagernden Schichten bestehen beide aus Kieselschiefer. Die umgelegten, einst überhängenden, oberen Randtheile der äusseren Schichten sind natürlich abgebrochen, während die umgeklappten Theile der weiter im Innern des Abhanges befindlichen Schichten sich auf den oberen Rand der äusseren Schichten legten, so eine Stützfläche fanden und eine ursprüngliche Discordanz vortäuschen. In Wirklichkeit stellen sie mit anderen Worten das umgeklappte Ausgehende des Liegenden der äusseren Schichten dar. Ihr Drehwinkel ist bedeutend grösser als ein rechter.

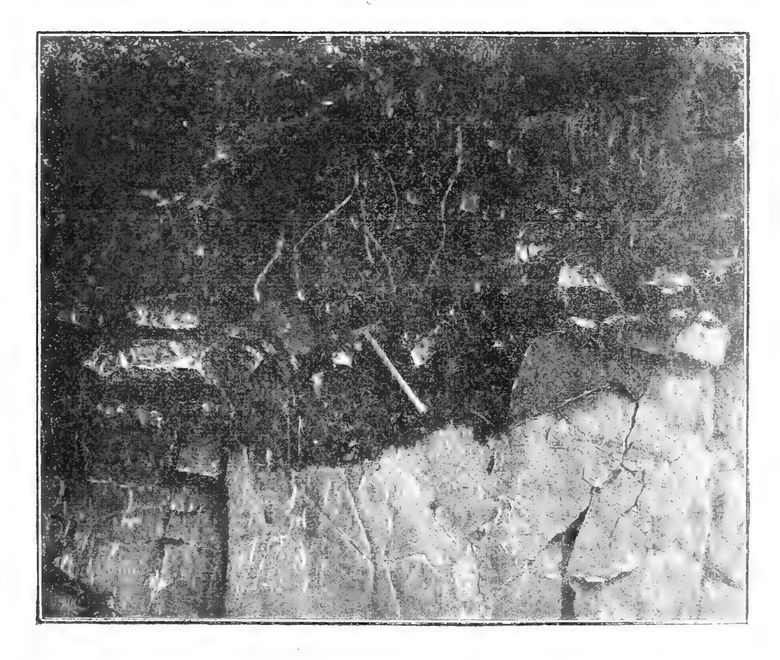
---

[1]) F. Rinne, Notiz über einen Aufschluss von Culmkieselschiefer und Zechstein am südwestlichen Harzrande. Diese Zeitschr., 1896, p. 499—504.

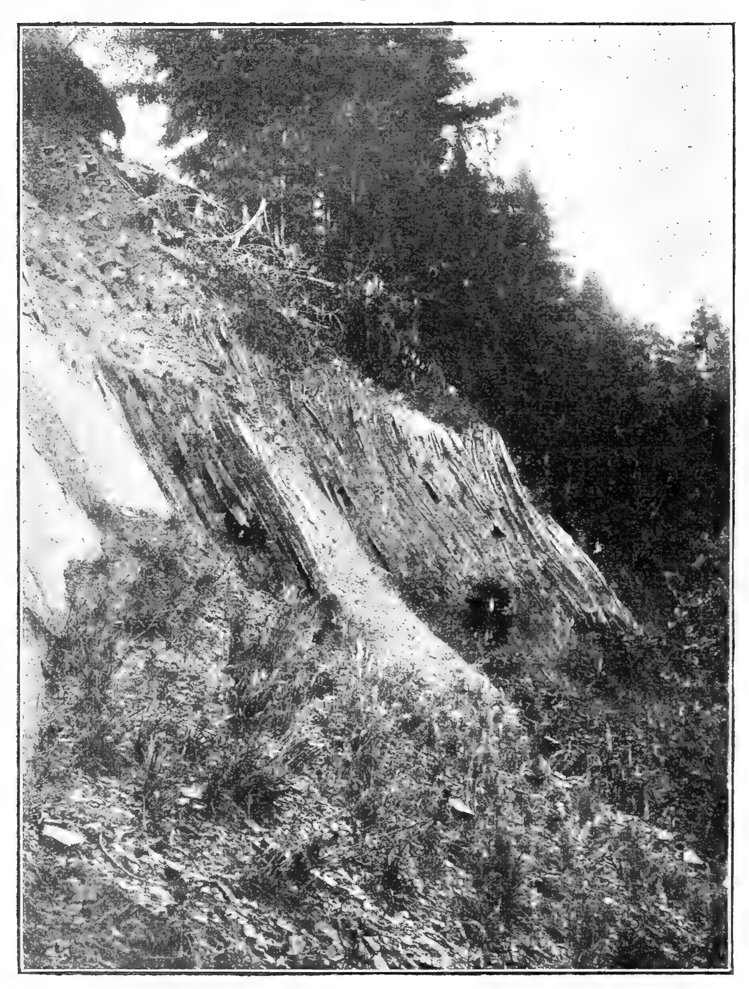
Figur 1.



Figur 2.



Figur 3.



Die Entstehung der Haken lässt sich an verschiedenen Orten des Steinbruches gut verfolgen.

Recht deutlich ist z. B. die Spaltenbildung, das Zerbrechen, Umkippen und schliessliche Abbrechen der Kieselschiefer-Schichten an der linken Seite des Bruches an einer Stelle zu studiren, die im Bilde Fig. 2 dargestellt ist.

Wie sich die Hakenbildung in grösseren Verhältnissen in ihrer allmählichen Entwickelung verfolgen lässt, kann man in Fig. 3 erkennen.

11. Weiterer Beitrag zur Kenntniss der älteren paläozoischen Faunen Süd-Amerikas.

Von Herrn E. Kayser in Marburg.

Hierzu Tafel XVI.

Schon vor länger als 20 Jahren habe ich aus Argentinien eine aus einigen 30 Arten bestehende untersilurische Fauna (mit *Asaphus (?)*, *Bathyurus (?)*, *Ampyx*, *Lituites*, zahlreichen Maclureen, *Orthis calligramma* etc.) beschrieben. [1] Im vorigen Jahre war ich in der Lage, aus demselben Gebiete noch einige weitere wichtige Untersilur-Formen — darunter so niveaubezeichnende Gattungen, wie *Megalaspis*, *Illaenus* und *Didymograptus* — bekannt zu machen. [2]

Dass in Argentinien ausser dem Untersilur auch versteinerungsreiches Devon entwickelt ist, geht aus meiner vorjährigen Arbeit mit aller Sicherheit hervor; dagegen ist aus jenem ganzen weiten Gebiete bisher noch kein einziges obersilurisches Fossil bekannt geworden. Auf den ersten Blick könnte dies sehr auffallen; allein Prof. Bodenbender hat vor ein paar Jahren [3] an einigen von ihm genauer untersuchten Profilen in der Provinz San Juan festgestellt, dass über dem versteinerungsführenden Untersilur ohne jede Andeutung von Obersilur sogleich versteinerungsführendes Devon folgt. Das Devon liegt somit in jenen Gegenden übergreifend unmittelbar dem Untersilur oder noch älteren Ablagerungen auf.

Es hat den Anschein, als ob es sich auch in anderen Theilen Argentiniens ebenso verhalte; und so habe ich denn in meiner letztjährigen Abhandlung ausgesprochen, dass nach Allem, was

---

[1] A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. II: Paläontologischer Theil. Cassel 1876.

[2] Beiträge zur Kenntniss einiger paläozoischer Faunen Süd-Amerikas. Diese Zeitschr., 1897, p. 274 ff.

[3] Ueber Silur, Devon etc. im nordwestlichen Argentinien. Ebenda, 1896, p. 183 u. 743 ff.

bis jetzt bekannt sei, versteinerungsführendes Obersilur in Argentinien zu fehlen scheine.[1])

Unter diesen Umständen war ich sehr erstaunt, als ich Ende vorigen Jahres in der von Herrn Prof. FRECH besorgten Fortsetzung der „Lethaea palaeozoica“ las, dass in Argentinien dennoch obersilurische Versteinerungen vorhanden sein sollten. Bd. I, p. 679 des genannten Werks heisst es nämlich wörtlich: „In einem grauen Sandstein von Salta, Argentinien (Coll. BRACKEBUSCH, Museum Berlin), liegen einzelne Bruchstücke von *Pristiograptus*, die keine nähere Bestimmung zulassen. Glücklicherweise wird das Gestein durch *Dalmania caudata* als mittleres Obersilur gekennzeichnet.“ Ebenso findet man am Schlusse von Bd. II, in der Erklärung der Karte der untersilurischen Meere und Continente, die Worte: „Unteres Obersilur in klastischer Facies kommt auch im NW. von Argentinien, in Salta, vor (Coll. BRACKEBUSCH, Berliner Museum)“, und die begleitende Karte belehrt uns, dass in obersilurischer Zeit eine Transgression des Meeres über einen Theil des „brasilischen Festlandes“ stattgefunden habe.

Ich muss bekennen, dass ich trotz der Bestimmtheit, mit der von dem Breslauer Forscher das Vorkommen von *Dalmania caudata* in Argentinien ausgesprochen wird, meine Zweifel an der Richtigkeit dieser Behauptung nicht zu unterdrücken vermochte. Diese Zweifel wurden nicht geringer, als ich mich erinnerte, dass Salta diejenige Oertlichkeit sei, von der auch die von mir beschriebenen *Didymograptus*-Reste[2]) stammen, und dass diese Reste ebenfalls in einem grauen Sandstein eingebettet und ebenfalls von Prof. BRACKEBUSCH gesammelt waren.

Um in der Sache Klarheit zu erlangen, wandte ich mich an die Direction des Berliner Museums mit der Bitte, mir die fragliche *Dalmania caudata* und was sich etwa sonst von Fossilien unter den Aufsammlungen des Herrn Prof. BRACKEBUSCH befände zur Untersuchung und eventuellen Bearbeitung zu übersenden. Ich erhielt daraufhin das gewünschte Fossil zusammen mit einem Dutzend weiterer versteinerungsführender Gesteinsstücke. Alle stammen aus der Gegend von Salta, alle bestehen aus demselben hellgelblich- oder grünlichgrauen, bald mehr quarzitischen, bald mehr thonigen Sandstein, der die von mir beschriebenen Didymograpten beherbergt. Eines der Stücke — dasjenige, welches die vermeintliche *D. caudata*, meine *Thysanopyge argentina* ein-

---

[1]) a. a. O., 1897, p. 308.

[2]) Diese Zeitschrift, 1897, p. 282.

schliesst — ist sogar erfüllt mit Ueberbleibseln der genannten Graptolithen-Gattung.

Die hochinteressante ebengenannte Form soll nunmehr nebst den übrigen, in ihrer Begleitung gefundenen Trilobitenresten beschrieben werden.

Thysanopyge argentina n. g. n. sp.
Taf. XVI. Fig. 2.

Es ist dies das eben erwähnte, von Herrn Prof. FRECH als *Dalmania caudata* bestimmte Pygidium.

Der Schwanz ist von mittlerer Grösse, breiter als lang — 30 und (ohne Endstachel) 20 mm —, sehr flach gewölbt und sowohl auf den Seitenlappen als auch besonders auf der Spindel nur schwach gegliedert. Die Spindel tritt wenig hervor, ist schlank und verjüngt sich nach hinten zu sehr allmählich. Die Zahl ihrer nur eben angedeuteten Segmente ist nicht festzustellen. Auf den Seiten zählt man 10—11 flache, schwach und gleichmässig gebogene, keine Andeutung von Längsfurchen zeigende Rippen. Nach aussen endigen diese Rippen plötzlich an einer schwachen, wulstigen Erhebung der Schale, jenseits welcher ein etwas ausgehöhlter, überall nahezu gleich breiter, glatter Randsaum folgt. Diese Aushöhlung erleidet nur hinter der Spindel dadurch eine Unterbrechung, dass diese sich in einen, dem übrigen Pygidium an Länge nahezu gleich kommenden Stachel fortsetzt.

Durch diesen langen Endstachel erinnert der Schwanz auf den ersten Blick in der That an die bekannte obersilurische *D. caudata*, und zwar an deren als *longicaudata* bekannte Abänderung. Bei genauerer Betrachtung ergiebt sich aber, dass diese Aehnlichkeit nur eine ganz oberflächliche, lediglich auf dem Besitz des Stachels beruhende ist. In allen übrigen Merkmalen zeigt unser Pygidium sehr grosse Unterschiede von dem der genannten Art.

Wie nämlich ein Blick auf die zahlreichen schönen Abbildungen der Art bei SALTER[1]) zeigt, ist die Schwanzklappe von *D. caudata* kürzer und von mehr dreieckiger Gestalt mit oft fast geraden Seitenrändern, während unser Schwanz einen mehr halbelliptischen Umriss und gleichmässig gebogene Seitenränder besitzt.

Noch weit grössere Unterschiede weist die Rippenbildung auf. Bei der englischen Art sind die Rippen sehr kräftig, durch eine deutliche Längsfurche gespalten und am Ende stark nach hinten umgebogen; bei unserem Trilobiten dagegen sind sie sehr schwach entwickelt, ungefurcht und in ihrer ganzen Aus-

[1]) Monograph of the British Trilobites, t. 3 und 4.

dehnung gleichmässig schwach gebogen, ohne jene auffällige Rückwärtsbeugung.

Weitere Unterschiede liegen in der Beschaffenheit des Randsaums. Bei *D. caudata* ist dieser wenig scharf begrenzt, flach gewölbt, vorn ziemlich schmal, nach hinten allmählich verbreitert; bei unserer Art dagegen sehr deutlich abgegrenzt, etwas ausgehöhlt und in seiner ganzen Ausdehnung von gleicher, ziemlich beträchtlicher Breite.

Auch die Form der Spindel endlich ist bei beiden Trilobiten verschieden: bei dem englischen ist sie ziemlich breit, stark gegliedert und in der Mitte etwas kielförmig erhoben; bei dem argentinischen dagegen schlank, schwach gegliedert und gleichmässig gewölbt.

Aus allem dem ergiebt sich, dass unsere Form mit der obersilurischen *D. caudata* nichts gemein hat als den Endstachel. Aber auch dieser weist bei dem amerikanischen Trilobiten eine Eigenthümlichkeit auf, die dem englischen völlig abgeht. Wie man nämlich bei Zuhülfenahme einer starken Lupe erkennt, ist der Rand des Pygidiums mit kleinen, 1—1¼-mm langen und etwa ebenso weit von einander abstehenden, dornförmigen Fortsätzen besetzt.[1]

Die Zähne am Rande des Pygidiums bilden eine grosse Merkwürdigkeit unserer Form. Aehnliche Anhänge sind zwar bei jüngeren, besonders devonischen Trilobiten nichts Seltenes, aber nicht bei untersilurischen. Am allerwenigsten sind sie bekannt in der Familie der Asaphiden und speciell bei der Gattung *Megalaspis*, bei welcher ich die argentinische Form von Hause aus unterbringen wollte. Die ganze Gestalt des Schwanzes nämlich, die Bildung der Spindel, die Art der Berippung, der breite Randsaum, dem (wie auf der rechten Seite des Stückes ersichtlich) ein rinnenförmig ausgehöhlter Umschlag entspricht: alles das passt sehr gut zu *Megalaspis*, insbesondere zu solchen nach hinten spitz ausgezogenen und in einen Endstachel auslaufenden Arten, wie *M. heros* Ang.[2] und *heroides* Brögger[3]. Wie indess hervorgehoben, ist bis jetzt noch bei keiner *Megalaspis*-Art ein gezackter Schwanzrand beobachtet worden, so dass trotz der unverkennbaren Aehnlichkeit unseres Trilobiten mit manchen *Mega-*

---

[1]) In unserer Abbildung treten diese randlichen Zähnchen erheblich stärker hervor, als am Originalstücke.

[2]) Palaeontologia Scandinavica, p. 16, t. 13.

[3]) Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet, p. 82, t. 4, f. 3, 4.

laspis - Arten seine systematische Stellung vor der Hand noch zweifelhaft erscheint.

Dies ist auch die Mninung zweier unserer besten Kenner der untersilurischen Trilobitenfauna, Fr. Schmidt und Gerh. Holm, denen ich einen Abguss des in Rede stehenden Schwanzes zugesandt habe. Dennoch ist wenigstens Holm nicht abgeneigt, eine thatsächliche Verwandtschaft mit *Megalaspis* anzunehmen, da es, wie er mir schreibt, nicht einzusehen sei, warum nicht, wie bei *M. heros* der Rachis ein Endstachel, so auch den Seitenrippen Randzähne sollten entsprechen können. Fr. Schmidt dagegen scheint nicht geneigt, eine nähere Beziehung zu *Megalaspis* und zu den Asaphiden überhaupt anzunehmen.

Wie dem auch sei, so muss doch unser Trilobit eine besondere generische Bezeichnung erhalten. Ich schlage als solche den Namen *Thysanopyge* vor. Die Haupteigenthümlichkeit des neuen Typus besteht in dem gezähnten Randsaum des Pygidiums, während die übrigen Merkmale im Wesentlichen mit *Megalaspis* übereinstimmen. In welchem verwandtschaftlichen Verhältniss die Form zur genannten Gattung steht, darüber wird ein bestimmteres Urtheil erst nach Auffindung der übrigen Körpertheile, insbesondere des Kopfes, möglich sein.

Megalaspis sp.
Taf. XVI, Fig. 1.

Musste die generische Stellung des im Vorstehenden beschriebenen Pygidiums vorderhand noch dahingestellt bleiben, so unterliegt erfreulicherweise die Zugehörigkeit des nunmehr zu besprechenden Kopfrestes trotz seiner unvollständigen Beschaffenheit nicht der mindesten Unsicherheit. Die charakteristische Gestalt der hohen, am Ende etwas keulenförmig erweiterten, ringsum durch schwache Furchen begrenzten, in der Nähe der Basis Andeutungen zweier ganz kurzer Dorsalfurchen zeigenden Glabella; der weite Abstand der Gesichtsnaht vom vorderen Theil der Glabella; endlich die schmalen, flügelförmigen, festen Wangen erlauben keinen Zweifel, dass hier eine *Megalaspis* vorliegt.

Die Auffindung eines Kopfrestes der Gattung *Megalaspis* bei Salta ist von grossem Interesse und bestätigt die Richtigkeit der Bestimmung der von mir im vorigen Jahre[1]) beschriebenen, eben derselben Gattung zugerechneten Schwänze von Mudana in der Provinz Jujuy.

---

[1]) a. a. O. p. 281.

Megalaspis Brackebuschi n. sp.
Taf. XVI, Fig. 3.

Ausser dem eben beschriebenen Kopf liegen mir noch zwei kleine, leider wenig gut erhaltene Schwänze einer *Megalaspis*-Art vor. Sie sind erheblich breiter als lang, von einem breiten, etwas ausgehöhlten Randsaum umgeben und nach hinten in eine kurze, dolchförmige Spitze ausgezogen. Die Axe ist verhältnissmässig breit und, wie auch die Seiten (wenigstens auf den allein vorliegenden Steinkernen), kaum merklich gegliedert. Sie endigt kurz vor dem Randsaum mit einer kleinen höckerartigen Anschwellung.

Die in Rede stehenden Pygidien erinnern am meisten an *M. heroides* Brögger.[1]) Sie weichen aber von der norwegischen Art ab in der Beschaffenheit der Spindel, die durch ihre ungewöhnliche Breite mehr der Spindel eines *Asaphus* als einer *Megalaspis* ähnlich ist. Da man indess keinen *Asaphus* mit spitz endigender Schwanzklappe kennt, so können die kleinen Pygidien nur bei *Megalaspis* untergebracht werden. Ich benenne die Art zu Ehren des Forschers, der alle in dieser Arbeit beschriebenen Reste gesammelt hat.

Pterygometopus saltaensis n. sp.
Taf. XVI, Fig. 4.

Zusammen mit den beschriebenen Trilobiten-Resten hat sich noch ein weiteres (mit einem Schwanz von *Megalaspis Brackebuschi* zusammenliegendes), recht gut erhaltenes, kleines Pygidium gefunden. Es ist mässig stark gewölbt, hat einen ausgesprochen dreiseitigen Umriss mit fast geradlinigen Seitenrändern und läuft nach hinten in eine stumpfe Spitze aus. Die Axe ist von mässiger Breite, verschmälert sich nach hinten rasch und endigt mit einer kleinen Anschwellung in einiger Entfernung von der Endspitze. Sie ist, ebenso wie die Seiten, deutlich segmentirt. Man zählt auf ihr 10—12 Ringe. Die Zahl der Seitenrippen ist etwa ebenso gross. Die vorderen sind mässig stark, die hinteren stärker rückwärts gebogen; alle sind durch etwa ebenso breite Furchen getrennt und durch eine seichte Längsfurche getheilt. Ein eigentlicher Randsaum ist nicht vorhanden.

Eben dieses letzte Merkmal zeigt, dass das Schwänzchen nicht zu *Megalaspis* gerechnet werden darf. Ich bin Herrn Akademiker Fr. Schmidt, dem ich einen Gypsabguss zusandte, sehr dankbar, dass er mich auf die Zugehörigkeit des kleinen Pygi-

---

[1]) a. a. O., t. 4, f. 3, 4.

diums zu der Phacopiden - Gattung *Pterygometopus* aufmerksam gemacht hat. Diese Gattung tritt sowohl im baltischen als auch im schwedischen Untersilur auf, in beiden Gebieten in Begleitung von *Megalaspis* im Orthoceren-Kalk. Sie bildet dadurch, ebenso wie diese letzte, eine ausgezeichnete Leitform des älteren Untersilur.

Unter den zahlreichen, von Fr. Schmidt beschriebenen baltischen Arten der Gattung *Pterygometopus* liessen sich mehrere mit der unsrigen vergleichen. So *Pt. kuckersianus* und *Nieszkowskii*.[1]) Indess unterscheiden sich beide durch einen in der Verlängerung der Axe liegenden Kiel und weniger breite Furchen zwischen den Seitenrippen, *kuckersiana* ausserdem noch durch stärker gerundete Seitenränder.

Die vorstehenden Mittheilungen bilden einen weiteren Beweis für das Vorhandensein des Untersilur in Argentinien. Sie zeigen zugleich auf's Neue, dass dieses Untersilur, wie ich das schon vor 20 Jahren als wahrscheinlich ausgesprochen habe, ungefähr das Alter unseres europäischen Vaginaten-Kalks hat. Das Auftreten von *Lituites*, *Asaphus (?)*, *Illaenus*, *Maclurea*, *Orthis calligramma* etc. im mittleren, von *Megalaspis*, *Pterygometopus* und *Didymograptus* im nördlichen Argentinien sind dafür ausreichende Beweise. Von besonderem Interesse ist die Auffindung der bisher nur in Europa bekannt gewesenen Gattung *Megalaspis* in Argentinien. Ihr Auftreten sowohl in den mittleren als auch den nördlichen Provinzen des Staates, offenbar mit mehreren verschiedenen Arten, weist darauf hin, dass sie im Untersilur Süd-Amerikas eine ebenso wichtige Rolle spielt, wie im baltisch-skandinavischen Gebiete.

Versteinerungsführendes Obersilur ist in Argentinien bisher nicht nachgewiesen. Die gegentheiligen Angaben Frech's beruhen auf Irrthum. Seine *Dalmania caudata* hat mit dem bekannten Leitfossil des englischen Obersilur nichts zu thun, sondern stellt eine neue, sehr merkwürdige, wahrscheinlich mit *Megalaspis* verwandte Gattung dar. Ebenso sind Frech's Pristiograpten nur Fragmente von *Didymograptus*-Aesten.

---

[1]) Ostbaltische silurische Trilobiten. Mém. de l'Acad. impér. d. Sc. de St. Pétersbourg, (2), XXX, No. 1, 1881, t. 5, f. 13; t. 12, f. 21.

Briefliche Mittheilungen.

1. Geologische Beobachtungen am Lago di Santa Croce.

Von Herrn G. Boehm.

Freiburg i. Br., den 11. Juni 1898.

Im August 1896 besuchte ich das Dorf Santa Croce an dem See gleichen Namens in Venetien, um den benachbarten Fundpunkt Calloneghe erneut auszubeuten. Der fossilienreiche Steinbruch wird nicht mehr betrieben. Immerhin fand ich in demselben noch zahlreiche Bruchstücke von *Hippurites Oppeli*, die kleinen Radioliten, mehrere Exemplare von *Actaeonella Sanctae-Crucis* und — mit letzterer Art verkittet — *Oonia Paosi*. Vom Steinbruche aus ging ich über den Ort Calloneghe herunter zum Lago morto. Man beobachtet überall zerstreute Blöcke von braunem, sehr harten, tertiären Sandstein, der von hier, wie ich glaube, in der Literatur noch nicht erwähnt ist. Ob dieser Sandstein in der Nähe ansteht, vermochte ich nicht festzustellen.

Nördlich vom Lago morto, westlich von Basso Fadalto, giebt Futterer[1]) die Hauptverwerfung an, deren „Sprunghöhe am Lago morto den grössten Betrag erreicht, der dort über 1800 m anwächst." Herr Beyrich[2]) sagt, dass „die grosse, dem Westrande des Lago di Santa Croce parallel laufende Verwerfung ihr Ende bereits bei Cima Fadalto erreicht", d. h. also nördlich von Basso Fadalto. Aber ganz abgesehen davon. Ich habe bei verschiedenen Begehungen eine Verwerfung nicht feststellen können. Nach meinen Beobachtungen liegt hier nicht eine Verwerfung, sondern vielmehr eine Mulde vor, deren Westflügel mit steil aufgerich-

---

[1]) Die Entstehung der Lapisinischen Seen. Diese Zeitschr., 1892, p. 124, f. 1. — Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce. Palaeontol. Abhandl., VI, 1892, p. 28, t. 1.

[2]) Diese Zeitschr., XXX, 1878, p. 533 und p. 683, Fussnote.

teten Schichten sich um mehr als 1200 m höher erhebt, als der Ostflügel. Alles was ich an den Steilgehängen westlich vom Lago morto bis hinauf nach C. Armada, M. Faverghera, Col Torond, Cne Camp und Col Vicentin beobachtet habe, spricht für diese Auffassung. Besonders klar sind die Verhältnisse in der grossen Schlucht, die von C. Armada nach Basso Fadalto herabzieht und die auch auf den topographischen Karten 1 : 50000 und 1 : 25000 angegeben ist. Man sieht von C. Armada aus, dass die bis dahin etwas wechselnd, aber im Allgemeinen schwach geneigten Schichten sich steil stellen, mit 74° O. einfallen, ja sogar rechtwinklig, selbst spitzwinklig umbiegen. Herr Futterer deutet diese starke Biegung als Schleppung an der Verwerfungsspalte. Thatsächlich aber finden sich die steil gestellten Schichten in ununterbrochenem Zusammenhange am ganzen Gehänge wieder. Nebenbei bemerkt, glaube ich die oben erwähnten, tertiären Sandsteine auch bei C. Armada und selbst noch höher hinauf wiedergefunden zu haben. Und an der Steilwand nördlich von Basso Fadalto (ca. 350 m) trifft man einen dunklen, brecciösen Crinoiden-Kalk mit herausgewitterten Fossilien, den ich auf dem Col Torond (1673 m) wieder zu erkennen glaubte. Dies würde sich natürlich ebenso gut mit einer Verwerfung wie mit einer Flexur erklären lassen. Ueberhaupt gehen ja Verwerfungen und Flexuren häufig in einander über. Gerade hier aber, wo es sich um das Zusammenfallen einer Querbruchlinie mit einer Erdbebenstosslinie handelt, scheint mir das Auseinanderhalten von Verwerfung und Flexur nicht unwesentlich.

Einen Punkt darf ich vielleicht noch berühren. Auf Mittheilungen hin, die „nicht ausser Zweifel“ stehen, nimmt Herr Futterer[1]) die grösste Tiefe des Lago di Santa Croce zu 800 m, die des Lago morto zu 900 m an. Herr R. Hoernes[2]) bezweifelte sofort diese „fast unglaublich scheinenden Seetiefen“. Er möchte den Lago di Santa Croce „dem äusseren Anscheine nach eher für eine ganz seichte Lache halten“. Der Zweifel war nur zu sehr berechtigt. Nach zuverlässigen Messungen, die anscheinend wenig bekannt geworden sind, beträgt die grösste Tiefe des Lago di Santa Croce 34 m, die des Lago morto 51,6 m.[3]) Das Profil in Futterer[1]) ist demnach unrichtig. Das Gefälle des Südrandes des Lago di Santa Croce ist nicht überaus steil.

[1]) l. c. Lapisinische Seen, p. 128.

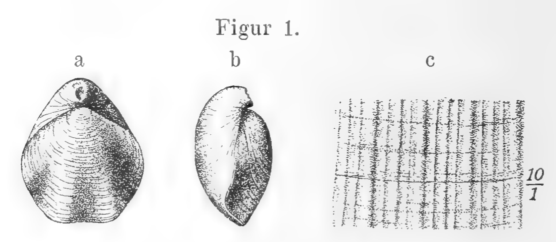
[2]) Diese Zeitschr., 1892, p. 349.

[3]) O. Marinelli, Osservazioni batometriche e fisiche eseguite in alcuni laghi del Veneto nel 1894. Atti R. Ist. Veneto di sc. etc., (7), VI, p. 68 u. 70.

Im Gegentheil, es liegt eine sehr sanfte Böschung vor. An ihr findet die Theorie der glacialen Corrasion oder auch die der glacialen Ausräumung eines schon vor der Eiszeit existirenden Beckens sicherlich kein „unübersteigliches Hinderniss“. Doch wird die Entstehung der Lapisinischen Seen vielleicht an anderer Stelle erörtert werden.

Bezüglich der Verhältnisse längs der Steilwand von Basso Fadalto nach Cima Fadalto verweise ich auf FUTTERER.[1] An der Kapelle, die westlich von dem Fusspfade steht, fand ich Blöcke eines grauweissen Kalkes, ganz erfüllt mit Terebrateln und Rhynchonellen. Die eine *Terebratula* ist hier dargestellt. Sie gehört in die Gruppe der *Biplicatae*. Sie unterscheidet sich von

Figur 1.



Terebratula fadaltensis n. sp.
a Ansicht der kleinen Klappe. b Seitenansicht beider Klappen.
c Sculptur der Oberfläche, vergrössert.

nahestehenden Formen besonders dadurch, dass bei guter Erhaltung die ganze Oberfläche mit feinen, radialen, entfernt stehenden Rippchen bedeckt ist. In den Räumen zwischen denselben finden sich noch feinere, radiale Linien. Man glaubt an mehreren Stellen deren je 3 zu zählen. Ist die rippentragende Oberflächenschicht abgeblättert, so tritt die Punktirung der Schale unter der Lupe deutlich zu Tage.

Der Col Vicentin, der sich SSW. von Santa Croce (401 m) zu einer Höhe von 1765 m erhebt, ist von diesem Orte aus in einem Tage hin und zurück leicht zu besuchen. Der von mir eingeschlagene Weg führt über C. Armada, Cra Faverghera, Col Torond und Cne Camp auf den durch einen Steinmann gekennzeichneten Gipfel. Bei der Kammwanderung befindet man sich auf der Grenze zwischen den Provinzen Belluno und Treviso. Die Richtung ist durch Grenzsteine und durch rothe Wegmarkirung des italienischen Alpenclubs angegeben. Nach der geologischen Karte des Herrn FUTTERER[2]) tritt südlich vom Col

[1]) l. c. Santa Croce, p. 29, letzter Abschnitt.
[2]) l. c. Santa Croce, t. 1.

Torond Tithon auf, das sich[1]) bis auf den Gipfel des Col Vicentin erstreckt. Mit meinen Beobachtungen ist dies nicht zu vereinigen. Südlich von Cra Faverghera treten hellgraue Kalke auf, die herausgewitterte Zweischaler enthalten. Es liesse sich hier bei genügender Zeit zweifellos gutes und zur Altersbestimmung ausreichendes Material sammeln. Auf dem Col Torond fand ich den dunkelgrauen, brecciösen Kalk, den ich schon oben erwähnt habe. Beide Gesteine umschliessen zahlreiche, eckige Brocken eines älteren, rothen (tithonischen?) Kalkes. Ferner zeigen sich östlich von Cne Camp hellgraue Kalke, die Ostreen aus der Gruppe der *Ostrea rastellaris* und der *Ostrea hastellata*[2]), sowie grosse Stücke von *Calamophyllia* ähnlichen Korallen umschliessen. Doch sehe ich von diesen drei Gesteinen vorläufig ab. Hingegen tritt am Col Torond zweifelloser Biancone auf. Ich sammelte hier einen Ammoniten, der dem *Haploceras difficile* sehr nahe steht, wenn nicht mit ihm identisch ist. Auch gleicht das Gestein völlig dem Neocomgestein der Gardenazza mit *Holcostephanus Astieri.* Es umschliesst, wie dieses, zahlreiche Radiolarien von übrigens mangelhafter Erhaltung. Ueber diesem Biancone findet sich ein weisser Kalk, der zahlreiche, abgerollte Kalkpartikeln umschliesst. Das Gestein gleicht in seinem Habitus dem des Col dei Schiosi. Ich fand in demselben *Nerinea Jaekeli*, wie ich solche in mehreren Exemplaren vom Col dei Schiosi besitze.

Figur 2.



Nerinea Jaekeli FUTTERER.

Ferner beobachtet man auch zahlreiche Foraminiferen, die in orientirten Längsschliffen die typische Orbitolinenstructur zeigen. *Orbitolina* aber kennen wir meines Wissens nicht älter als Aptien und nicht jünger als Cenoman. Noch wichtiger aber ist, dass unsere Form durchaus mit der von mir[3]) erwähnten *Orbitolina* n. sp. des Col dei Schiosi übereinstimmt. Es wäre von grosser Bedeutung, den Horizont dieser Art genau festzustellen. Jedenfalls jedoch ist die Schiosi-Fauna obercretacisch und sie ist am Col

[1]) Ibid., t. 2, Profil 3.
[2]) l. c. Santa Croce, p. 27, vorletzter Abschnitt.
[3]) Palaeontographica, LXI, p. 96.

Torond vertreten. Genau dieselben Verhältnisse kehren nun aber südlich von hier, östlich von Cne Camp wieder, wo ich im Biancone *Sphenodus*-ähnliche Zähne fand. Darüber lagert wiederum der Orbitolinen-Kalk. Und was schliesslich den Col Vicentin betrifft, so besteht dessen Gipfel nach meiner Auffassung aus typischem Biancone. Die Schichten lagern hier fast horizontal. Nordwärts, nach Cne Camp zu, fallen sie ca. 6° NW.

In seiner Karte des tirolisch-venetianischen Hochlandes 1878 giebt v. Mojsisovics die Kammlinie zwischen Col Torond und Col Vicentin als Biancone an. Nach der Carta geologica della provincia di Belluno von Taramelli 1877 — 1881 besteht der Gipfel des Col Vicentin aus mittlerer Kreide, nördlich davon ist Biancone angegeben. Nach der obigen Darstellung träfe eine Combination beider Ansichten das Richtige. Die Kammlinie zwischen Col Torond und Col Vicentin besteht aus Biancone. Auf demselben sind hier und da noch Reste jüngerer Kreideschichten — darunter auch die Orbitolinen-Kalke des Col dei Schiosi — erhalten. Der Gipfel des Col Vicentin besteht ebenfalls aus Biancone. Anstehendes Tithongestein habe ich auf der Kammlinie vom Col Torond bis zum Col Vicentin nicht beobachtet.

2. Ueber paläozoische Schichten in Chile.

Von Herrn R. A. Philippi.

Santiago de Chile, den 12. Juli 1898.

Nicht weit von La Ligua (32° 27′ südl. Br.) ist bei uns Paläozoicum nachgewiesen worden. Der norwegische Bergingenieur L. Sundt, der bei Corocoro in Bolivia die fossilen Knochenreste auffand, die ich in dieser Zeitschrift beschrieben habe, war so glücklich, nach langem Suchen deutliche Exemplare von einer *Productus*-Art, ganz ähnlich dem *Pr. longispinus* Sow., und Reste, die wahrscheinlich von *Poteriocrinus* herrühren, anzutreffen. Prof. v. Zittel, der sie bestimmte, schrieb darüber am 10. Mai, dass hiernach die Schiefergesteine des Bettes des Flusses Choapa wohl nur die Wahl zwischen Devon und Unter-Carbon lassen, aber die grössere Wahrscheinlichkeit für letzteres spricht.

Nach Steinmann scheinen ja die hangenden Sandsteine des Devon vielfach nicht scharf von den fossilleeren Sandsteinen des älteren Carbon in unserem Theile Süd-Amerikas getrennt zu sein.

Bei dieser Gelegenheit darf ich nicht versäumen zu bemerken, dass *Pecten caracolensis* Steinm. ident ist mit dem von mir beschriebenen *P. Simpsoni* aus dem Tertiär von Navidad, Chiloe etc.

2. Ueber patagonisches Tertiär etc.

Von Herrn RUDOLF HAUTHAL.

La Plata, den 12. August 1898.

Von den Ergebnissen meiner sechsmonatlichen Reise im südwestlichen Patagonien (Gegend zwischen „Ultima Esperanza" und „lago Argentino" will ich hier vorläufig folgende hervorheben.

Im Gegensatze zu STEINMANN[1]) konnte ich in der von mir besuchten Gegend eine Discordanz zwischen Kreide und Tertiär nicht beobachten. In den von DARWIN als „Thonschiefer" angesprochenen sandigmergeligen, z. Th. auch thonigen, mehr bröckeligen als schieferigen Gesteine fand ich an vielen Orten (Ultima Esperanza, Cerro Solitario, Cerro Payne etc.) *Inoceramus*, wenig *Ananchytes (ovatus?)* und einzelne Exemplare eines dem „*Pachydiscus*" nahestehenden Haploceratiden. Diese „Thonschiefer", in denen auch viele Pflanzenreste, aber nur in Form von eigenthümlichen Wurzeln vorkommen, sind im Gebiete der Vorcordillere (so namentlich am Cerro Payne) stark gefaltet; weiter östlich jedoch in den isolirten Vorbergen, welche hier den Uebergang von der Cordillere in die Pampa vermitteln (Cerro Ballena, Ostende des Cerro Toro, Cerro Cazador, Cerro Solitario etc.), verlieren sie allmählich die Faltung und tauchen in nahezu horizontaler Lagerung, mit leichter Neigung nach Osten, unter die ihnen in vollkommener Concordanz auflagernden tertiären Schichten.

Schon im oberen Niveau der „Thonschiefer" stellen sich Pflanzenreste *(Calamites)* führende Sandsteinbänke ein, die weiter oben vorherrschend werden und sich schliesslich zu den mächtigen Sandsteinmassen des unteren Tertiärs Patagoniens ausgestalten, mit hin und wieder linsenartig auftretenden conglomeratischen Lagen. In den obersten Sandsteinbänken der Kreideschichten (östlich vom Lago maravillo), in den östlichsten Vorbergen (Cerro Cazador, Cerro Guido) fand ich reiche Ausbeute an Fossilien (unter denen viele *Ostrea, Inoceramus, Acanthoceras, Baculites (anceps?)* und viele Gasteropoden), und unmittelbar über diesen Bänken entdeckte ich wohlerhaltene Reste angiospermer (*Salix, Acer, Quercus* etc. ähnlicher) Dicotyledonen, meines Wissens der erste derartige Fund in Süd-Amerika, der dadurch besonders bedeutungsvoll wird, weil die hier zuerst auftretenden Dicotyle-

[1]) Diese Zeitschrift, 1883, II, p. 255 ff.

donen grosse Uebereinstimmung mit den aus Nord-Amerika bekannten zeigen.

Diese Pflanzenreste finden sich in einem grauen, feinen Sandstein, der allmählich in einen grünen, gröberen Sandstein übergeht, worin nesterweise zahlreiche Fossilien mit ausgesprochen tertiärem Charakter; ich spreche diesen grünen, 6—800 m mächtigen Sandstein als Eocän an. Weiter nach oben stellen sich mergelig-thonige Schichten ein mit denselben Fossilien, wie sie für die miocänen Schichten bei Santa Cruz charakteristisch sind. Ueber diesen marinen, miocänen Schichten folgen wieder terrestrische Ablagerungen, grünliche, eisenschüssige Sandsteine mit vielen Blättern einer *Fagus*, welche der jetzt in Patagonien vorherrschenden *Fagus antarctica* sehr nahe steht, ausserdem finden sich einzelne aufrecht stehende, verkieselte Stämme.

Dieser Sandstein wird von einem hellen Tuff überlagert, welcher allmählich in eine mächtige Geröllschicht übergeht, die „rodados tehuelches" der Autoren. Lehrreiche Aufschlüsse bietet der steile Westhang der Hochebene Latorre, sowie der Südhang der basaltischen Sierra chica, etwa 25 km weiter nördlich. Diese „rodados tehuelches" halte ich für fluvio-glacialen Ursprunges, deren Bildung mit Beginn des letzten Auftauchens des Continentes aus dem Meere zur Pliocänzeit gleichzeitig erfolgte. Auf dem flachen Strande wurde das von den Schmelzgewässern der echten Gletscher herbeigeführte Moränenmaterial abgerollt. Die vielen und grossen erratischen Blöcke, welche, wie Mercerat[1]) richtig beobachtete, eine gewisse Anordnung erkennen lassen, wurden von gewaltigen Eisbergen auf weit in's Land eindringenden Canälen in's Meer geführt, ein Vorgang, der noch heute in den südpatagonischen Seen, in welche Gletscher münden, zu beobachten ist, — nur in viel kleinerem Maassstabe.

Nach diesem in's Ende der Pliocänzeit fallenden Rückzuge des Meeres hat dasselbe diesen Theil Patagoniens nicht wieder bedeckt. Die Gletscher zogen sich weit zurück; bei den reichlichen Niederschlägen konnten hier Erosion und Denudation ihre Wirksamkeit entfalten, und so zeigt das Relief dieser Gegend, namentlich in der etwa 50 km breiten Uebergangsregion zwischen Cordillere und Pampa das charakteristische Gepräge tiefgreifender Eis- und Wasserwirkung.

Die trogartigen Niederungen zwischen den einzelnen Bergen, die oft „roches moutonnées" im Grossen gleichen (Cerro Cazador, Cerro Solitario, besonders der ganz isolirt stehende Cerro Palique!), sind angefüllt mit einer stellenweise bis zu 30 m mäch-

[1]) Annales Soc. scientif. argentina, XXXVI, p. 65 ff.

tigen Grundmoräne, einem graublauen Thon mit vielen grossen und kleinen, eckigen und gekritzten Gesteinstrümmern (Geschiebethon, Boulderclay), dem an vielen Stellen mächtige Endmoränen (bis 50 m hoch) aufgelagert sind. Diese sind auffallend frisch und bestehen vorwiegend aus Granit, Quarzit und metamorphen Thonschiefern, Gesteinen, die in der westlich gelegenen centralen Cordillere anstehen. Diese Endmoränen umspannen in concentrischen Halbkreisen die Ostenden der Seen Lago maranillo, Lago Sarmiento und Laguna Rica; hier zählte ich 5 solcher concentrischer Endmoränen, eine Thatsache, die wohl auf z. Th. wenigstens glaciale Ausschürfung dieser Seen hindeutet.

Die Anordnung dieser Endmoränen lässt auf starke Oscillationen während des Rückzuges der Gletscher der zweiten (pleistocänen) Eiszeit schliessen; seitdem sind die Gletscher nicht mehr über die Cordillere hinaus vorgerückt, wenngleich viele Beobachtungen in der Cordillere Patagoniens sowie auch in Neuquen und in der Provinz Mendoza auf ein drittes Vorrücken der Gletscher, aber nur innerhalb der Cordillere, hinweisen. Ueber diese glacialen Beobachtungen, welche auf drei Eiszeiten schliessen lassen, werde ich in einer Monographie näher berichten. Jetzt sind die Gletscher auf der ganzen Linie im raschen Rückzuge.

Seit Darwin kennt man in der Cordillere Granite von sehr jugendlichem Alter (tertiär), ich beobachtete sie sowohl weit im Norden (Gegend von Antofagasta en tierra) als auch in der Cordillere des südlichen Mendoza (Tinguiririca Alaule), ferner im Seengebiete von Neuquen (Lago Traful, Alumine etc.). Der Cerro Payne — charakteristisch durch seine gigantischen Thürme, die wie grosse Nadeln steil aufragen — liefert ein weiteres Beispiel für tertiären Granit. Er ist ein heller Granit von mittelfeinem Gefüge, mit weisslichem Orthoklas; der Plagioklas ist in einzelnen grösseren Krystallen vertreten; der Quarz ist wasserhell; Biotit ist ziemlich zahlreich, doch überwiegt von den basischen Elementen die in mehr säuliger Ausbildung vorhandene Hornblende. In den zahlreichen, in's Nebengestein hineingehenden Apophysen nimmt der Granit eine viel feinere Structur an, so dass man die einzelnen Gemengtheile mit der Loupe kaum noch unterscheiden kann.

Was diesem Granitvorkommen am Cerro Payne eine besondere Bedeutung verleiht, ist der ausgesprochene „Lakkolithcharakter“ des Berges. Der Cerro Payne ist ein typischer Lakkolith, dessen Structur, durch die tief einschneidende Erosion blossgelegt, klar hervortritt. Die oben erwähnten mittelcretacischen „Thonschiefer“ bedecken mantelartig den granitischen Kern, auch der Gipfel besteht aus diesem Gestein. Die „Thonschiefer“

sind stark gefaltet und metamorph, verlieren aber ihre Faltung wie nach Osten so auch nach Westen, zahlreiche granitische Apophysen durchziehen netzartig das Gestein.

Ich neige mich der Ansicht zu, dass wie hier so auch weiter im Norden (Cordillere von Neuquen, Mendoza etc.) das Empordringen der jungen Andengesteine (Granit, Diorit etc.) einen wesentlichen Antheil an der Erhebung derselben hat (vgl. Darwin). Oestlich vom Cerro Payne sind deckenartige Einlagerungen dioritischer Gesteine in den der mittleren und oberen Kreide angehörenden „Thonschiefern“ und Sandsteinen (Cahualgebirge) zu beobachten. Die jüngeren tertiären Schichten sind in der Sierra de las Baguales und in der Hochebene de las Viscachas von grobem, conglomeratartigen Basalttuff überlagert und von zahlreichen basaltischen Gängen in verschiedenen Richtungen durchkreuzt.

Unter den *Inoceramus*-„Thonschiefern“ liegen im Westen des Cerro Payne harte Sandsteine, z. Th. metamorph, mit steilem Einfallen nach Westen (Hügel am Ostrand der Lagunen Ferrier und Dickson). In welchem Verhältniss zu diesen Sandsteinen die noch weiter im Westen anstehenden wirklichen (metamorphen) Thonschiefer stehen, konnte ich nicht ermitteln; die vorgerückte Jahreszeit machte ein Eindringen in die centrale Cordillere unmöglich. Ich halte diese eng mit Glimmerschiefer vergesellschafteten Thonschiefer für älter als Kreide.

Ein landschaftlich schönes, etwas fremdartiges Bild bieten die im Westen des Payne gelegenen Seen (Lago Dickson u. Lago Ferrier) mit den zahlreichen Eisbergen, die den in diese Seen mündenden gewaltigen Gletschern entstammen. Die letzteren haben eine grosse Ausdehnung und bedecken mehr wie eine Art Inlandeis den grössten Theil der centralen, sehr schwer zugänglichen Cordillere.

Wie die Gletscher rasch zurückgehen, so zeigen auch alle Seen hier deutliche Spuren rascher Wasserabnahme. Das ist aber in der ganzen Cordillere bis hinauf nach Atacama der Fall. So z. B. war die jetzt trockene Lagune Llancanelo im Süden der Provinz Mendoza noch vor 12 Jahren ein grosser Binnensee; der Lago argentino hat in den letzten 15 Jahren einen über 150 m breiten Uferstreifen trocken gelegt etc.

Auf die neueste Arbeit von Mercerat[1]) über diese Gegend muss ich etwas eingehen, da sie viele grobe Irrthümer enthält.

Von den Verwerfungen, die hier in Patagonien in „imponi-

[1]) Coupes geologiques de la Patagonie australe. Anales Museo Nacional de Buenos Aires, 1897, V, p. 309 à 319.

renden Proportionen", wie sonst nirgendwo in der Welt, auftreten sollen (die Cordillere ist nach MERCERAT ein „Horstgebirge"!), habe ich nichts entdecken können — die Schichten der Kreide und des Tertiärs folgen sich concordant in ungestörter Weise, nur die „Thonschiefer" der mittleren Kreide sind in den Vorbergen der Cordillere, vornehmlich im Gebiete des jungen Paynegranites, stark zusammengestaucht.

Wie MERCERAT dazu kommt, an der Westseite des Cerro Payne Basalt und zwischen diesem Berge und der Laguna Rica grössere Lösspartien anzugeben — ist mir unerfindlich; in Wirklichkeit existirt weder der Basalt am Payne, noch überhaupt Löss in diesem Theile Patagoniens.

Druck von J. F. Starcke in Berlin.



Erklärung der Tafel VIII.

Die Tafel soll den vicentinischen *Ceratites subnodosus* und seine Beziehungen zu dem deutschen *Ceratites subnodosus* darstellen, und zwar ist durch die rein mechanische Uebertragung als Lichtdruck eine genaue Kritik der im Text gemachten Ausführungen möglich.

Figur 1. *Ceratites subnodosus* (emend. Mstr.) Tornq. von San Ulderico im Tretto. — p. 210.

Fig. a, c Flankenansichten.
Fig. b Rückenansicht.
Fig. d Kammerwandlinie.

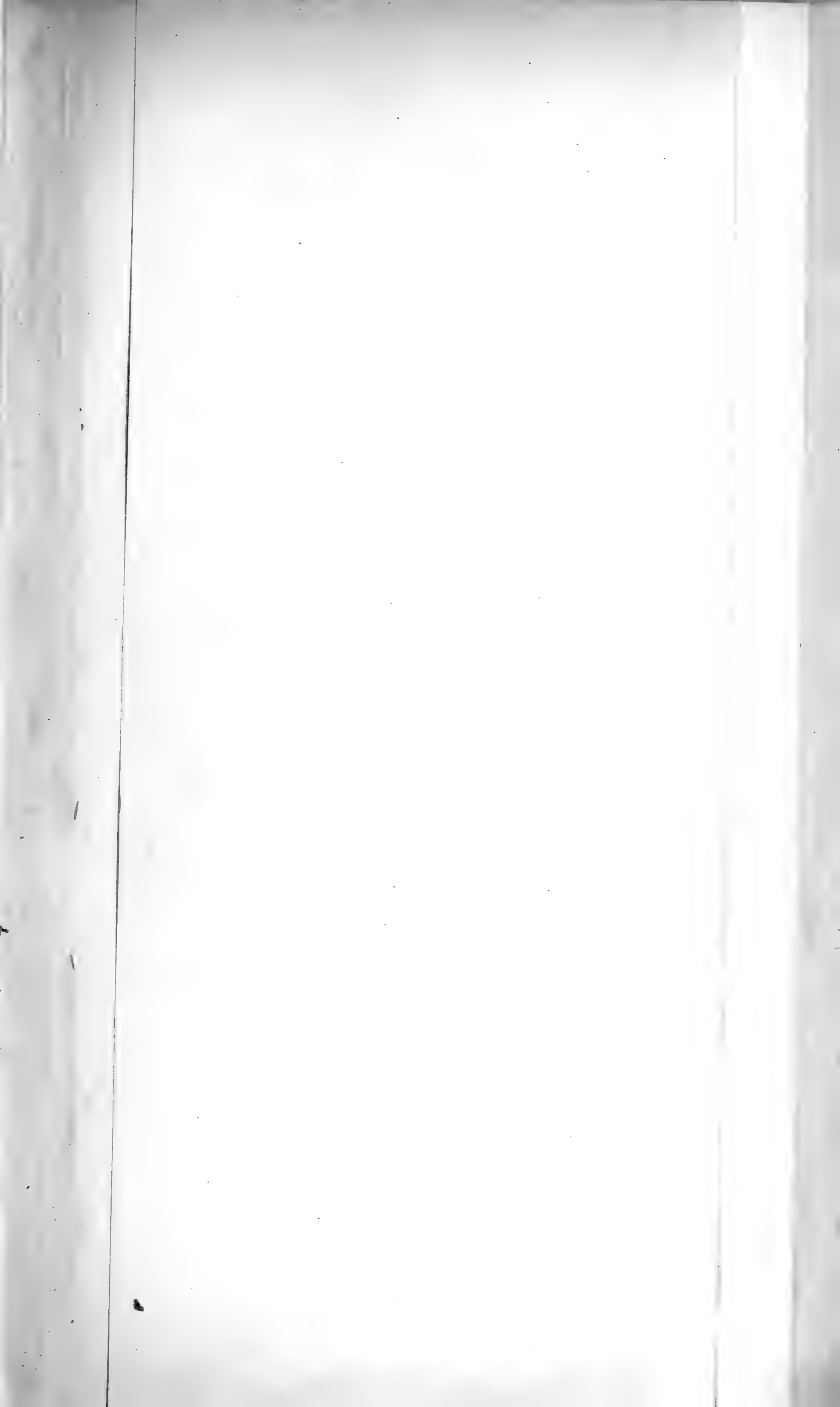
Figur 2. *Ceratites subnodosus* von Berklingen a. d. Asse (Wohnkammer-Exemplar). — p. 217.

Fig. a Flankenansicht.
Fig. b Rückenansicht.

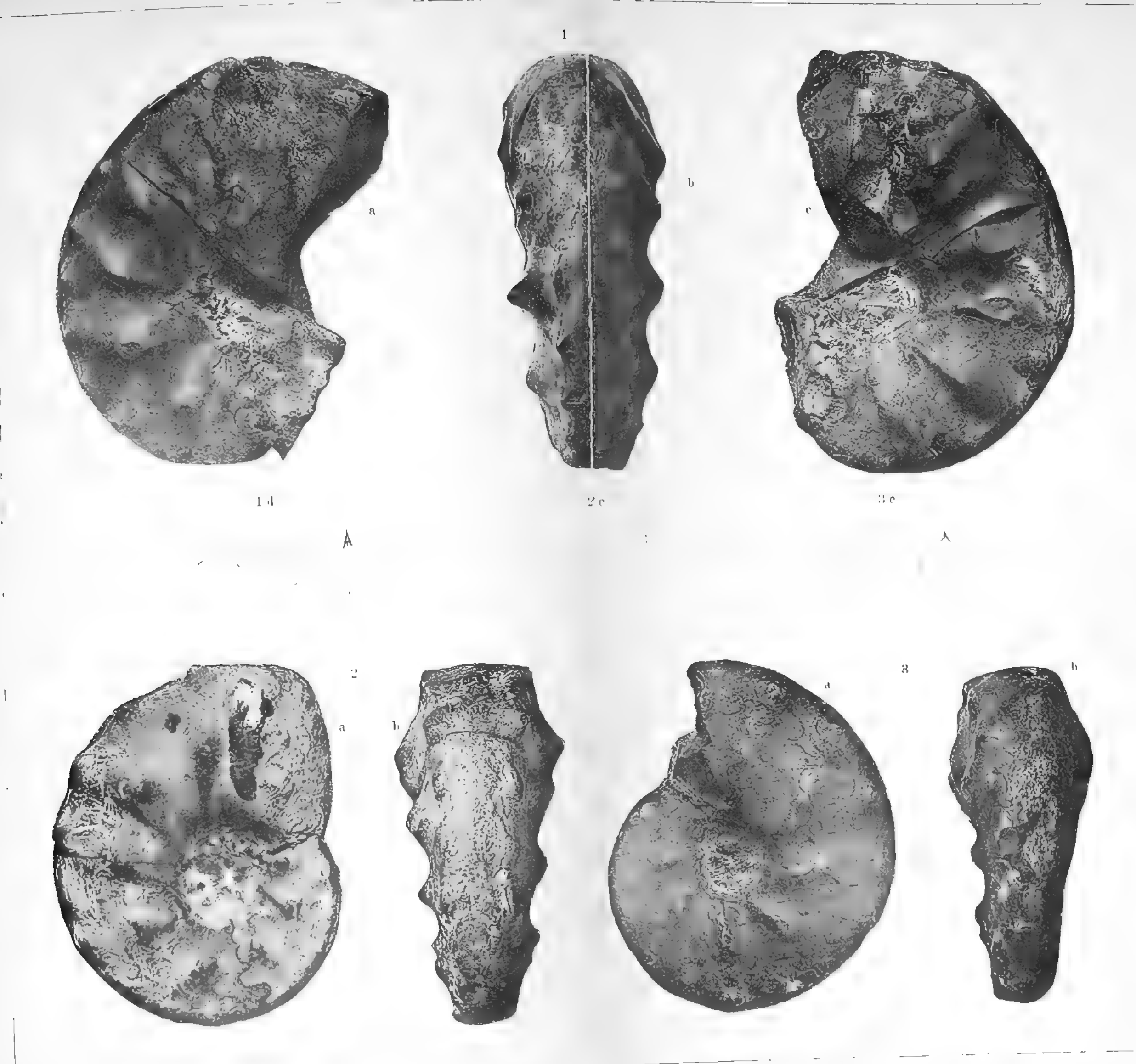
Figur 3. *Ceratites subnodosus* von Steinsfurth bei Sinsheim in Baden (gekammertes Fragment). — p. 217.

Fig. a Flankenansicht.
Fig. b Rückenansicht.

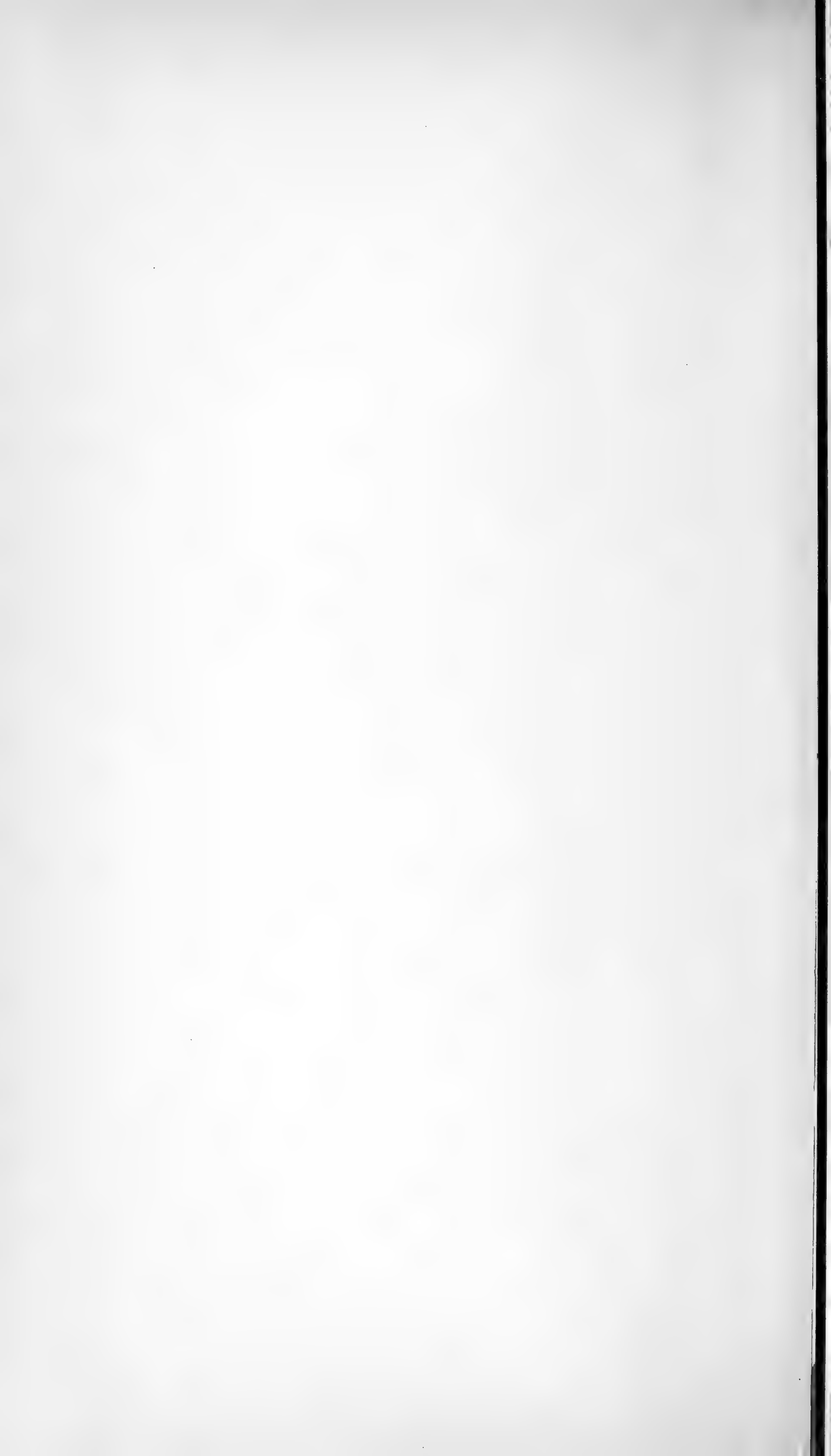
Die Originale befinden sich im geogn.-paläont. Institut d. Universität Strassburg.







Lichtdruck Meisenbach Riffarth & Co. Berlin.



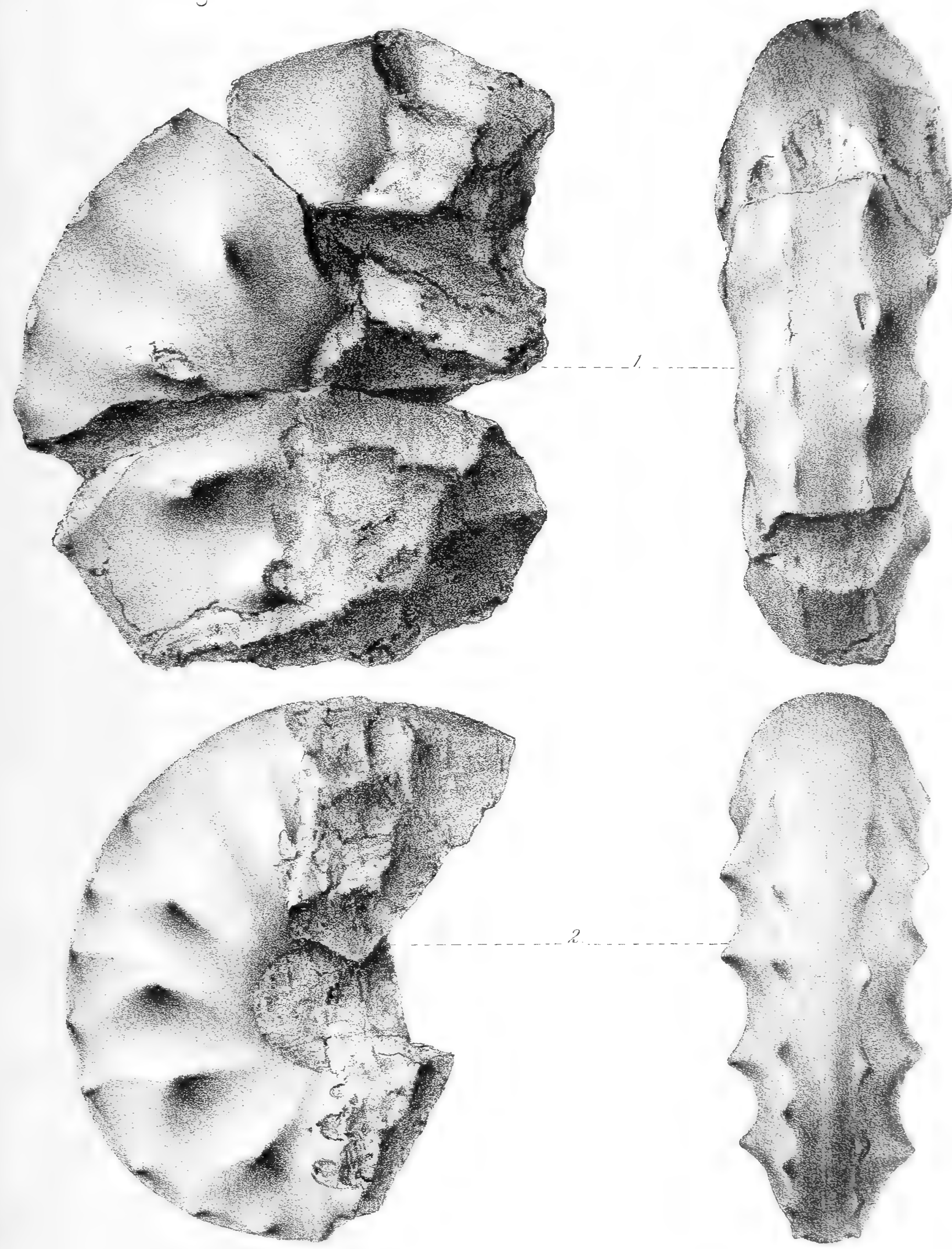


Erklärung der Tafel IX.

Figur 1. *Ceratites subnodosus* Tornq. (Wohnkammerfragment) von San Rocco im Tretto. — p. 210.

Figur 2. *Ceratites subnodosus* Tornq. (Wohnkammerfragment mit letzter Kammerwandlinie) von San Ulderico im Tretto. — p. 210.

Die Originale befinden sich im geogn.-paläont. Institut d. Universität Strassburg.



W. Pütz gez. u. lith.

Druck v. [illegible]





Erklärung der Tafel X.

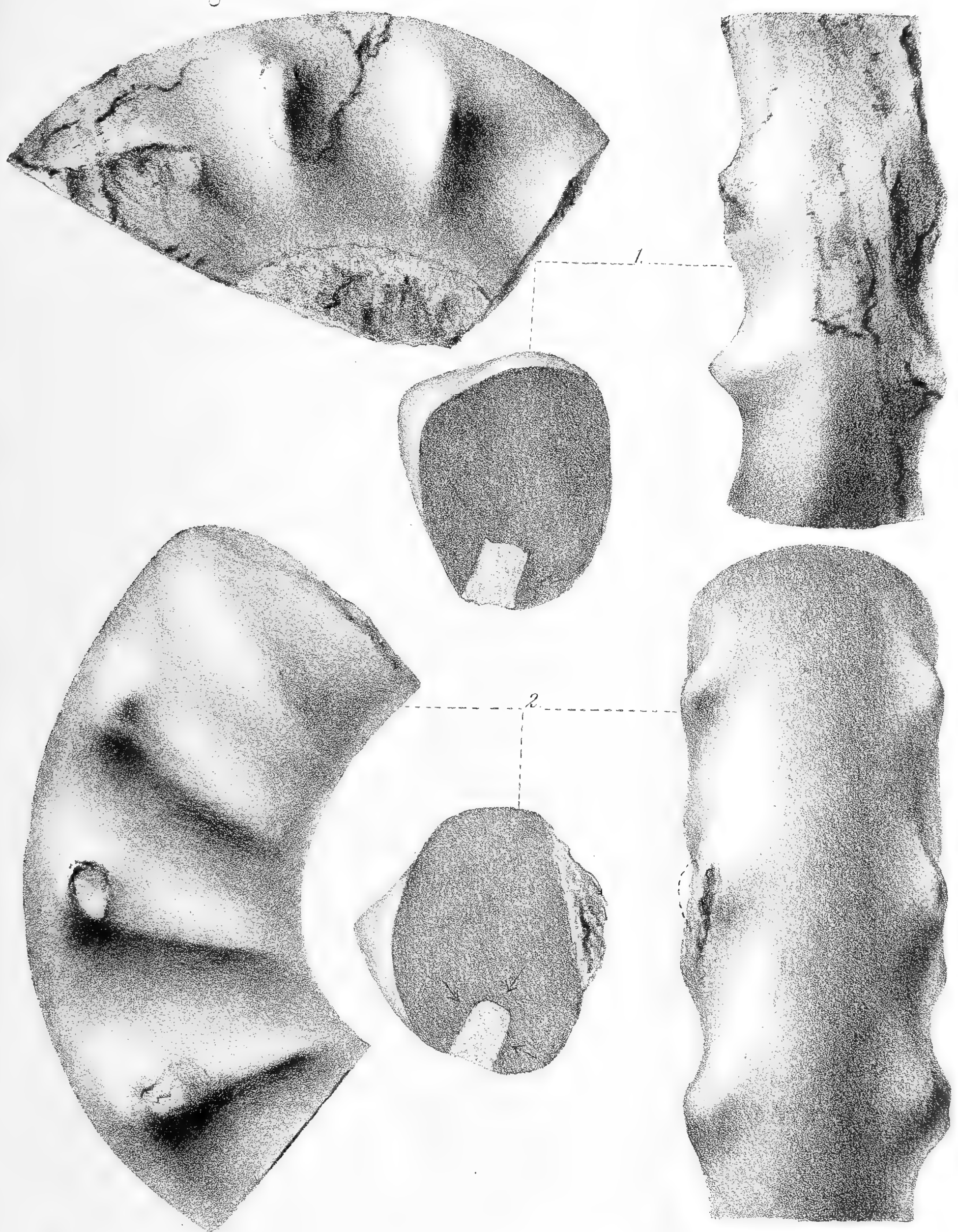
Figur 1. *Ceratites* sp. ind. aff. *nodosus* Brug. (Wohnkammerfragment) von San Ulderico im Tretto. — p. 221.

Figur 2. *Ceratites* sp. ind. aff. *nodosus* Brug. (Wohnkammerfragment) von San Ulderico im Tretto. — p. 221.

Bei beiden Stücken ist durch Anschliff der Querschnitt der vorletzten, gekammerten Windung sichtbar.

Figur 3. *Ceratites nodosus* Brug. (Wohnkammerstück) von Weimar. — p. 221.

Die Originale befinden sich im geogn.-paläont. Institut d. Universität Strassburg.



W. Pütz gez. u. lith. Druck v. P. Bredel, Berlin.

fragı

fragı

letzt

mar.

sität

Erklärung der Tafel XI.

Figur 1. *Astrocoenia decaphylla* M. Edw. et H. Gosau. Querschliff. — pag. 251.

Figur 2. *Astrocoenia ramosa* M. Edw. et H. Gosau. — pag. 249.

Fig. 2a. Längsschliff durch das Centrum eines Kelches. In der Mitte die unitrabeculäre Columella. Rechts ein Hauptseptum sich mit der Columella vereinigend. Links ein kurzes Septum, die Axe nicht erreichend; der Schliff trifft letzteres nahe der Oberfläche und geht dann aus der Septalfläche heraus, so dass dann nur noch die Granulationen getroffen sind.

Fig. 2b. Querschliff.

Figur 3. *Columnastraea striata* M. Edw. et H. Gosau. — pag. 254.

Querschliff. Columella mit den sie umgebenden 6 Pali besonders deutlich entwickelt. Traversen und pseudosynapticuläre Verbindungen der Septen.

Figur 4. *Stephanocoenia formosa* M. Edw. et H. Gosau. — pag. 252.

Querschliff.

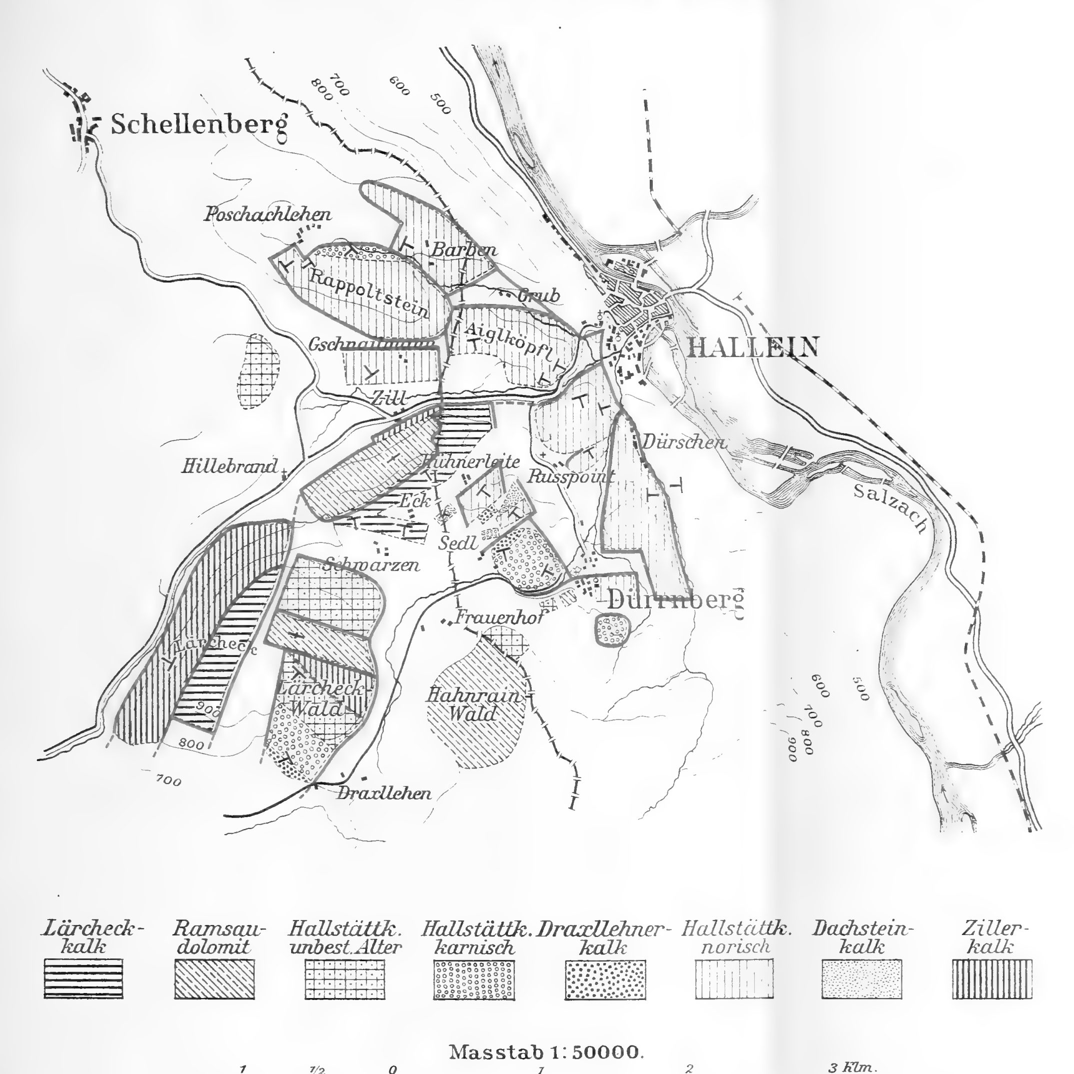
Die Original-Exemplare nebst den zugehörigen Schliffen befinden sich in der Sammlung des Verfassers.



J. Felix ad nat. del.



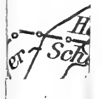
Die Triasschichten von Hallein.



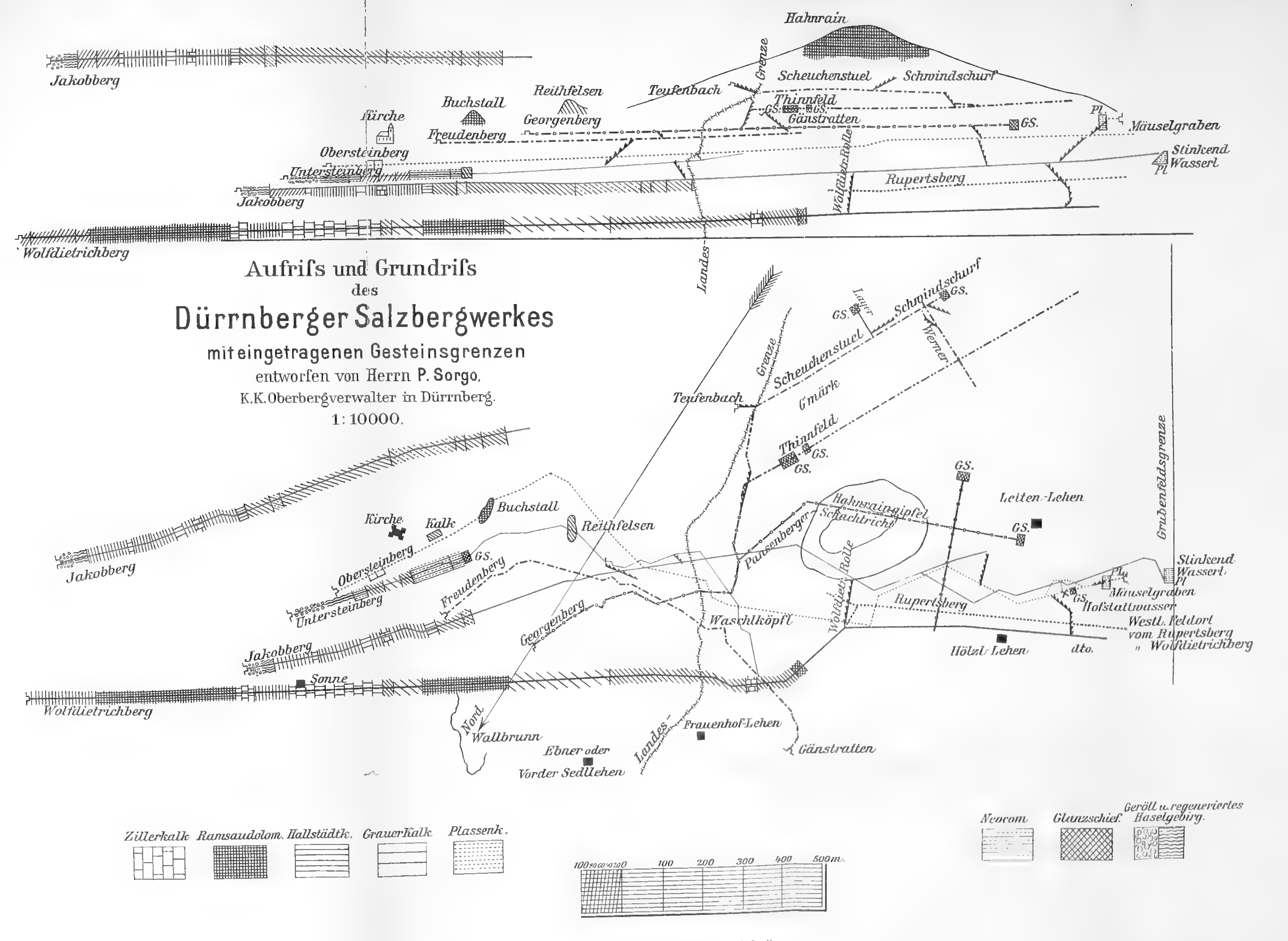
Meisenbach Riffarth & C° Berlin











Meisenbach Riffarth u. Co., Berlin.



Erklärung der Tafel XIV.

Erläuterungen zur Skizze der Verbreitung von Wasser und Land im Gebiet des heutigen europäisch-asiatischen Continentes zur Obercarbonzeit (Moskaustufe).

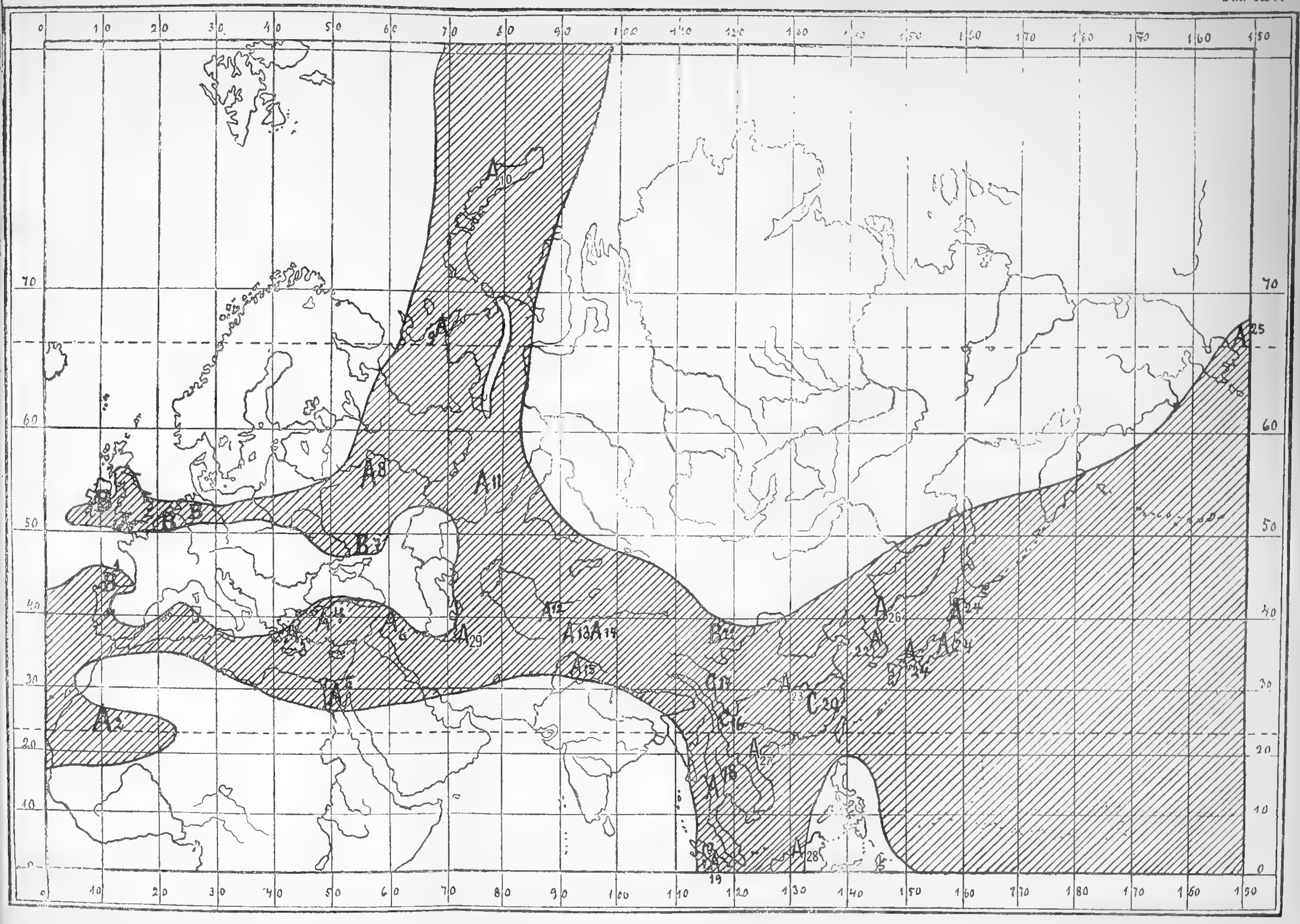
A = Obercarbon vom Alter der Moskaustufe in rein mariner Entwickelung.
B = Küstennahe Bildungen des Obercarbon (millstone grit, flötzleerer Sandstein, marine Schichten in Wechsellagerung mit Pflanzen führenden Horizonten).
C = Vorkommen, deren Fauna auf ein jüngeres Alter als Moskaustufe hinweist und z. Th. einen dyadischen Anstrich hat.

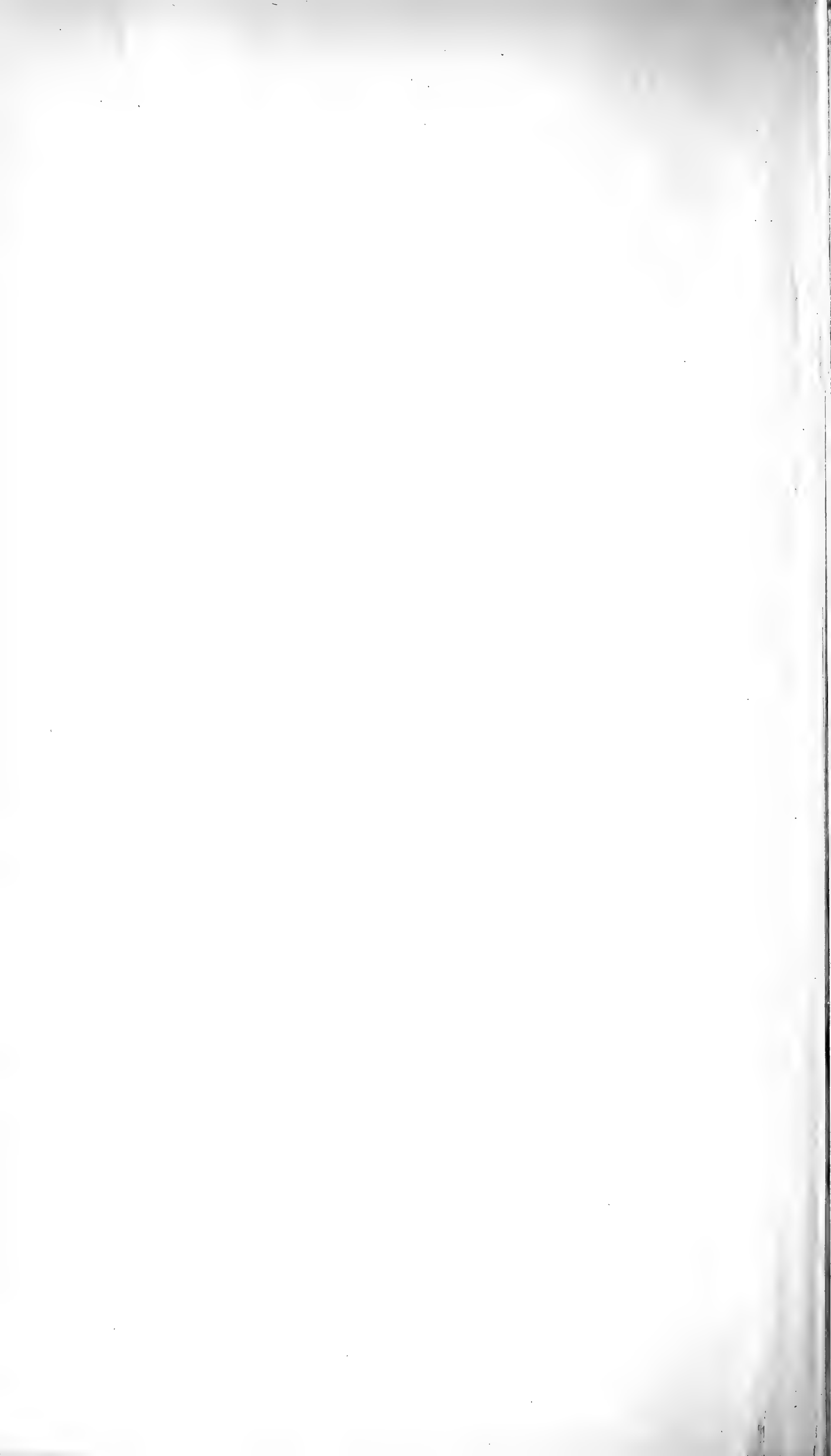
Die den Buchstaben beigefügten Ziffern bezeichnen die wichtigeren Vorkommen in Uebereinstimmung mit folgender Tabelle:

A	B	C
1. —	Leña in Asturien (Barrois).	—
2. Fum el Hossan und Igidi (Lenz, Stache).	—	—
3. Chios (Drygalski).	—	—
4. Balia in Mysien (Drygalski).	—	—
5. Uadi el Arabah (Walther, Schellwien).	—	—
6. Arpatschai in Armenien (Abich).	—	—
7. —	Donezbecken. (Tschernyschew).	—
8. Mjatschkowa (Trautschold).	—	—
9. Timangebirge (Tschernyschew).	—	—
10. Barentinseln (Toula).	—	—
11. Ural (Tschernyschew).	—	—
12. Aktasch, Pamir (Suess).	—	—
13. Sanju, W.-Kwen-lun (Suess).	—	—
14. Koktankette, Ost-Turkestan (Suess).	—	—
15. Kaschmir (Diener).	—	—
16. —	—	Tze-de, Prov. Yünnan (v. Lóczy).
17. —	—	Yarkalo, oberer Kinscha-kiang (v. Lóczy).
18. Tenasserim, Britisch Birma (Nötling).	—	—
19. Padang, Sumatra.	—	—
20. —	—	Lo-ping, Prov. Kiangsi (v. Richthofen, Kayser).

	A	B	C
21.	—	Teng-tjan-csing u. Santa-szhien, Prov. Kansu (v. Lóczy).	—
22.	Korea (Gottsche).	—	—
23.	Kitschou, Prov. Hupeï (v. Richthofen, Schwager).	—	—
24.	Japan (Naumann, Gottsche, Schwager).	—	—
25.	Cape Thomson, Alaska.	—	—
26.	Wladiwostok (Tschernyschew).	—	—
27.	Haï-phong, Tonking (Jourdy, Douvillé).	—	—
28.	Borneo (Stache).	—	—
29.	Scharud, Nord-Persien (Tietze, v. Möller).	— —	— —









Erklärung der Tafel XV.

Figur 1—3. *Fusulinella* MÖLLER.

Fig. 1. Querschnitt in 255facher Vergrösserung, zeigt die hellen, durch Umbiegung der Aussenwand entstandenen Septen und die dunklen, supplementären Verdickungen. Man bemerkt eine Abnahme dieser verdickenden Kalksubstanz nach dem Centrum zu. Die beiden innersten Windungen zeigen das scheinbare Uebergehen der Septen des einen Umganges in die des anderen.

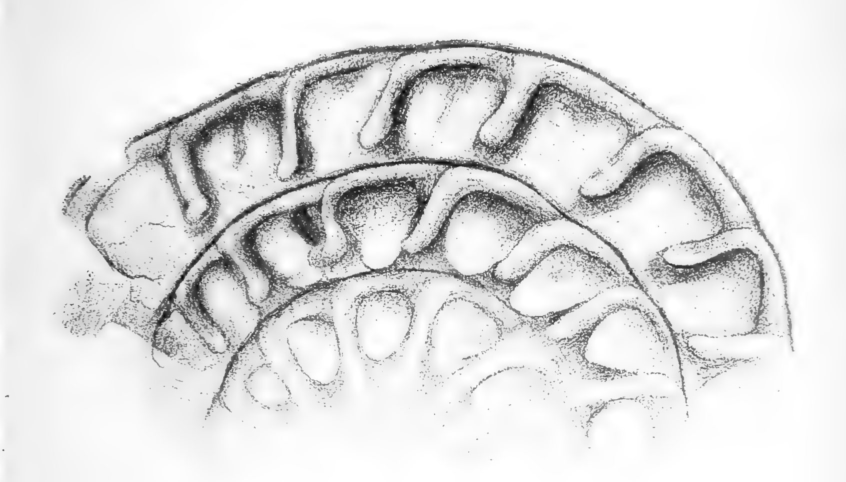
Fig. 2. Querschnitt in 160facher Vergrösserung.

Fig. 3. Längsschnitt in 165facher Vergrösserung.

Alle drei abgebildeten Fusulinellen sind von SCHWAGER als aus „grünen Mergeln des Kohlenkalkes“ stammend bezeichnet. Fundort unbekannt.

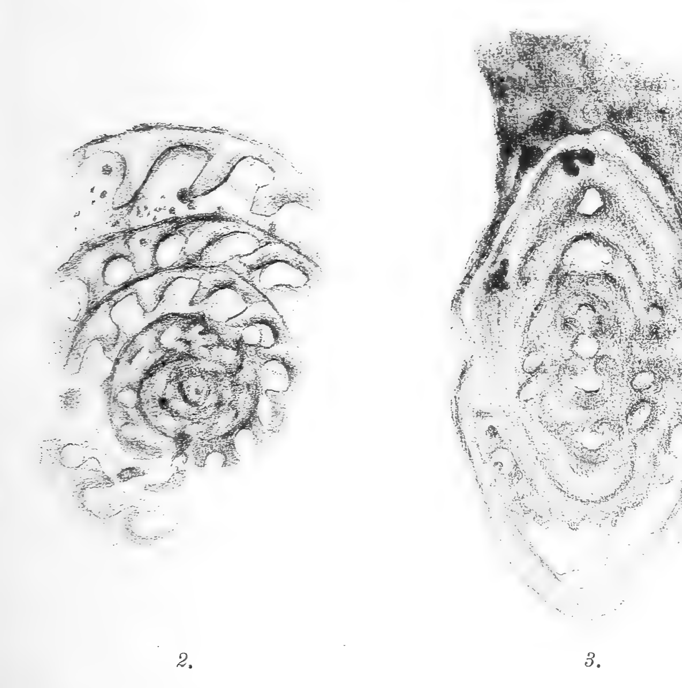
Bei den oft kugeligen und scheibenförmigen Fusulinellen ist nicht ohne Weiteres zu sagen, was Längs- und Querschnitt ist. Ich habe hier die bei den Fusulinen übliche Bezeichnung festgehalten, da ja auch spindelförmige Fusulinellen vorkommen.

Die Originale sind im Besitz des Verfassers.



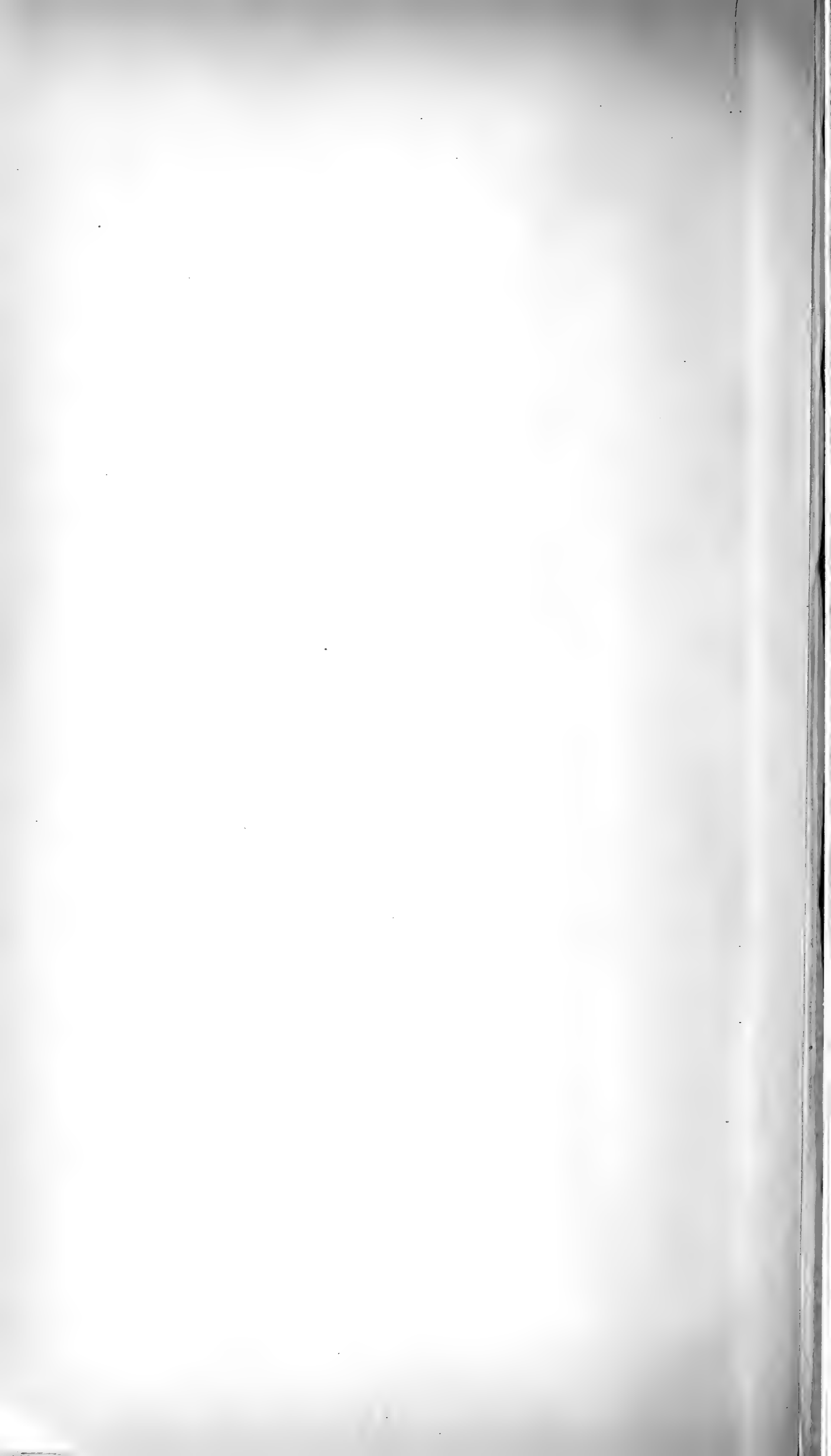


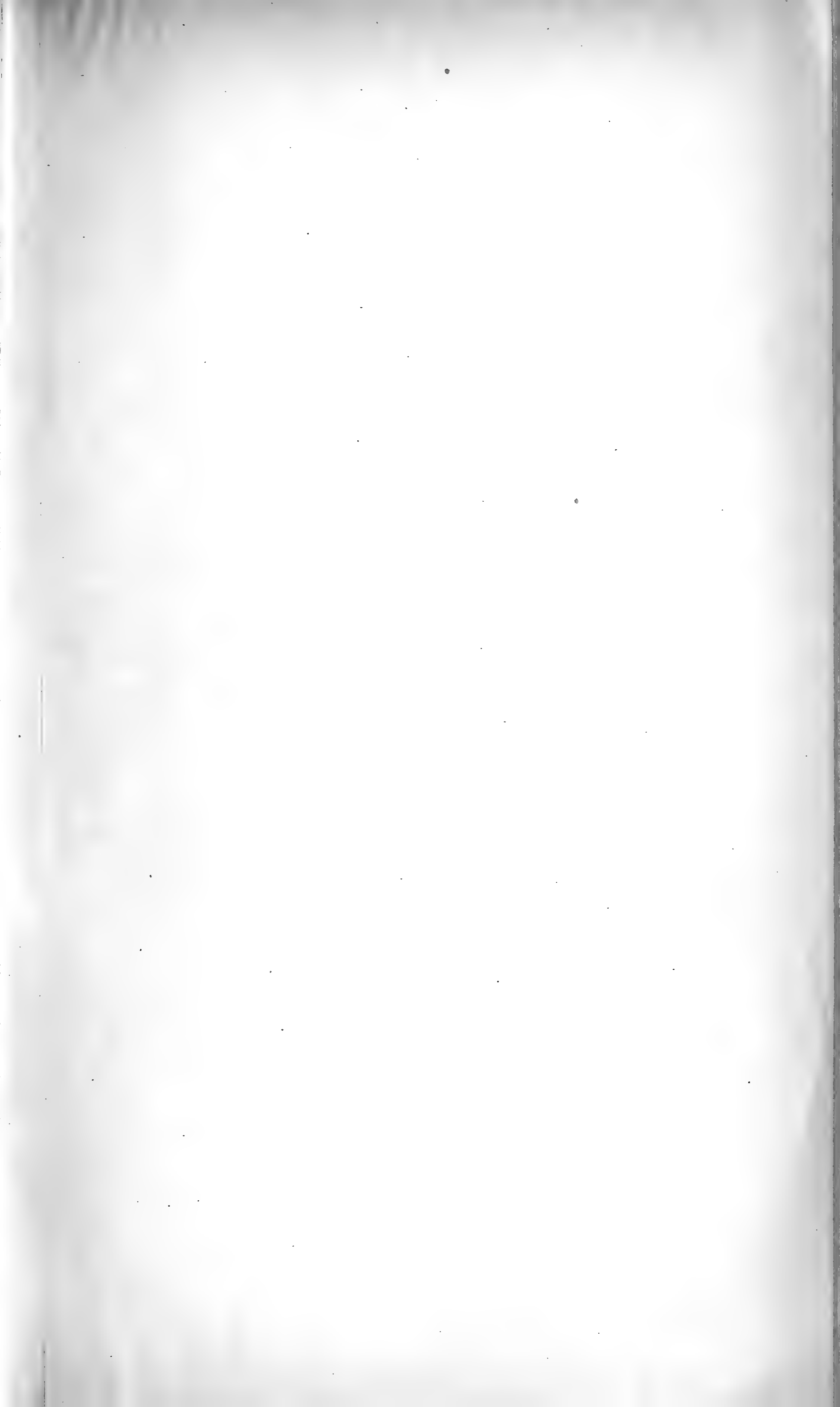
1.



2. *3.*

ICHTDRUCK v. F. H. BÖDEKER, HILDESHEIM





Erklärung der Tafel XVI.

Figur 1. *Megalaspis* sp. — p. 427.

Unvollständige Glabella aus dem untersilurischen Quarzitsandstein der Gegend von Salta im nördlichen Argentinien.

Figur 2. *Thysanopyge argentina* n. g. n. sp. — p. 425.

Wachsabguss eines Abdruckes des Pygidiums. Aus eisenschüssigem, *Didymograptus* - führenden Sandstein derselben Gegend.

(Die Zähnchen am Rande des Schwanzes treten in der Abbildung stärker hervor als in Wirklichkeit.)

Figur 3. *Megalaspis Brackebuschi* E. KAYSER. — p. 428.

Steinkern eines Pygidiums. Von Salta.

Figur 4. *Pterygometopus saltaensis* E. KAYSER. — p. 428.

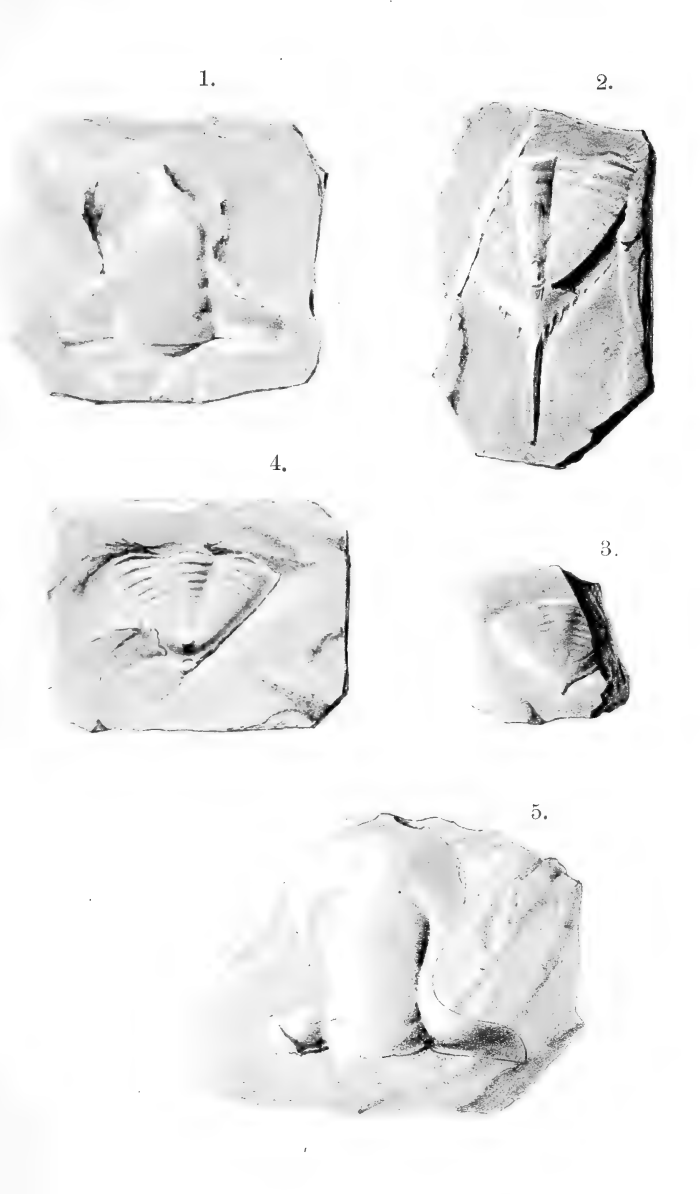
Steinkern eines Pygidiums, 2mal vergrössert. Ebendaher.

Figur 5. *Megalaspis planilimbata* ANG.

Isolirte Glabella aus dem unteren Orthoceren - Kalk von Ottenby auf Öland.

Zum Vergleich mit dem Glabellenrest Fig. 1.

Die Originale der Fig. 1—4 sind im Besitz des Berliner Museums für Naturkunde; das zu Fig. 5 gehört dem geologischen Institut zu Marburg.



Dr. E. Beyer del.



Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

41351

L. Band.

III. Heft.

Juli, August und September 1898.

(Hierzu Tafel XVII und XVIII.)

Berlin, 1899.

Bei Wilhelm Hertz (Bessersche Buchhandlung).

W. Linkstrasse 33/34.

Die Herren Mitglieder werden gebeten, bei Zusendungen an die Deutsche geologische Gesellschaft folgende Adressen benutzen zu wollen:

1. für Manuscripte zum Abdruck in der Zeitschrift und darauf bezügliche Correspondenz:
   Herrn **Dr. Johannes Böhm, Berlin N. Invalidenstrasse 43, königl. Museum für Naturkunde;**
2. für sämmtliche die Bibliothek betreffenden Angelegenheiten, namentlich auch Einsendungen an dieselbe:
   Herrn **Landesgeologen, Professor Dr. Wahnschaffe, Berlin N., Invalidenstrasse 44, königl. geologische Landesanstalt;**
3. für die übrige geschäftliche Correspondenz (Reclamationen nicht eingegangener Hefte etc. etc.), sowie für Anmeldung neuer Mitglieder, Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen:
   Herrn **Professor Dr. R. Scheibe, Berlin N., Invalidenstr. 44, königl. geologische Landesanstalt.**

Der Vorstand.

Drei Beilagen sind diesem Hefte beigefügt.

Zeitschrift
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

3. Heft (Juli, August, September) 1898.

Aufsätze.

1. Vereisung und Vulkanismus.

Von Herrn E. G. HARBOE in Kopenhagen.

Geht man von den Erscheinungen, die an den noch thätigen Vulkanen zu beobachten sind, aus, so darf man wohl annehmen, dass die stärkere vulkanische Thätigkeit zur Tertiärzeit eine so grosse Dampfentwickelung im Gefolge gehabt habe, dass diese habe störend auf die atmosphärischen Verhältnisse einwirken müssen und dadurch möglicherweise die grosse, nordische Vereisung verursacht habe.

Vermeintliche Spuren von Vereisungen sind bis jetzt in mehreren Erdperioden aufgefunden worden und legen die Vermuthung einer gewissen Periodicität in den Vereisungsphänomenen nahe. Diese würde in voller Uebereinstimmung mit anderen Vorgängen stehen, die im Verlaufe der Zeit auf der Erde vor sich gegangen sind, wie z. B. die Gebirgsbildungen, der Vulkanismus, die Transgressionen u. a. m. Es würde auch hierdurch eine Wahrscheinlichkeit für eine Verbindung zwischen diesen Processen und den Vereisungsepochen entstehen.

Schon im Devon finden sich[1]) im oberen „old red sandstone" mächtige Anhäufungen von subangulären Conglomeraten oder Breccien, die an die jüngeren Glacialablagerungen erinnern und zu dem Schluss geführt haben, dass jene mit gleichzeitigen, glacialen Vorgängen in Verbindung gestanden haben. Aus späteren Zeiten haben besonders die äquatoriale, post- oder permocarbone und die grosse nordische Vereisung zu Ende der Tertiärzeit die Aufmerksamkeit erregt.

[1]) ARCHIBALD GEIKIE, Text-book of Geology, 1882.

Die permo-carbone Vereisung dehnte sich nach Waagen[1]) vom 40° südl. Br. bis zum 35° nördl. Br. und vom 18° östl. L. bis zum 135° östl. L. über einen Continent, das sog. Gondwánaland, aus, welches zur Carbonzeit existirte und durch spätere Einstürze, durch die der Indische Ocean entstand, in die Indische Halbinsel, Australien und einen grossen Theil von Afrika zerstückelt wurde. Sie ist in Indien durch das Tálchirconglomerat des Gondwánasystems, in Afrika durch das Dwykaconglomerat des Karoosystems gekennzeichnet. In Verbindung mit jener Vereisung muss erwähnt werden, dass sich in der unteren Dyas West-Englands (Staffordshire, Clent und Abberley Hills) einige Breccien oder Conglomerate von 400 „feet“ Mächtigkeit finden[2]), worin einige Blöcke deutliche Schrammen zeigen, und, da sie nicht von denjenigen recenter Glacialablagerungen zu unterscheiden sind, von A. C. Ramsay auf derzeitige Gletscher in Wales zurückgeführt werden. Das grobe Conglomerat am Rande des Harzes, in Thüringen, Sachsen, Bayern und Böhmen, welches zum Rothliegenden gerechnet wird und dessen Mächtigkeit 6000 „feet“ und darüber beträgt, wird von Ramsay auch auf glaciale Entstehung zurückgeführt.

Die grosse, nordische Vereisung zu Ende der Tertiärzeit ist wohl bekannt. Hier soll nur daran erinnert werden, dass sie der Hauptsache nach den ganzen nördlichen Theil von Nord-Amerika bis zum 39 resp. 41° nördl. Br. im O. und bis zum 47° nördl. Br. im W., sowie Nord-Europa bis zum 50° nördl. Br. im Mittel ungefähr umfasste. Sie wird allgemein zum Pleistocän gerechnet, macht sich aber schon im Pliocän bemerkbar. A. Chèvremont[3]) verlegt ihren Anfang in den Beginn des Pliocän und führt an, dass einige Geologen sogar die ersten glacialen Erscheinungen schon in's Miocän verlegen wollen. Nach A. Geikie[4]) sollen Andeutungen von Gletschern in Mittel-Europa sich sogar im Eocän finden, nämlich erratische Blöcke, die aus Böhmen hergekommen zu sein scheinen.

Man hat auf mehrerlei Weise versucht, die grose nordische Vereisung zu erklären, bisher aber ohne Erfolg. Nach Croll, dessen Theorie — 1875 aufgestellt — am meisten Eingang gefunden hat, sollten die Vereisungen durch die im Verlaufe der Zeit vor sich gegangenen Aenderungen in der Excentricität der Erdbahn verursacht sein. Diese Theorie kann heute wohl durch

[1]) E. Suess, Das Antlitz der Erde, II, 1888.

[2]) A. Geikie, l. c., p. 755, 756.

[3]) Les mouvements du sol sur les côtes occidentales de la France, 1882.

[4]) l. c., p. 851.

die Abhandlung von Jos. PRESTWICH: „Glacial period and antiquity of man"[1]) als hinlänglich widerlegt angesehen werden. Die Erfolglosigkeit der Erklärungsversuche dürfte hauptsächlich daher rühren, dass man die Vereisung stets nur als einen Beweis für eine allgemeine Temperatur-Erniedrigung hat ansehen wollen, obgleich sie ebenso schwierig in einem kalten polaren, wie in einem heissen äquatorialen Klima zu erklären sein dürfte; im letzteren Falle wegen der hohen Temperatur, im ersteren wegen der geringen Menge von Wasserdämpfen, die die Luft bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkte enthalten kann. Man scheint nicht hinlänglich beachtet zu haben, dass die Eiszeiten mit ihren abnormen Temperatur-Erniedrigungen und abnormen Feuchtigkeits-Verhältnissen an einigen Orten der Erde auch durch eine abnorme Dampfentwickelung und folglich durch eine abnorme Wärmeentwickelung an anderen Orten der Erde charakterisirt gewesen sein müssen, weil die ungeheuren Eismassen auf den Festländern ganz und gar aus der Atmosphäre herrühren, in welcher sie als Wasserdampf aufgelöst gewesen sind, ehe sie als Schnee und Eis auf die Festländer abgelagert wurden. Durch diesen besonderen Umstand wird man, wie hier näher nachgewiesen werden soll, zu der Annahme geführt, dass die Vereisung dem Herabsteigen der niedrigen Temperaturen in den oberen Luftschichten zur Erdoberfläche vermittelst Niederschlages von Feuchtigkeit in Verbindung mit einem mechanischen Mitreissen von Feuchtigkeit, die sich schon in der Atmosphäre verdichtet hat, ihre Entstehung verdankt, so dass der Niederschlag erst dann erfolgt, wenn die Luftmassen von den wärmeren Orten, wo die Verdampfung vor sich geht, in die höheren Luftschichten und über die kalten, bereits vereisten Orte geführt worden sind.

Vermittelst atmosphärischer Luft kann eine Temperatur-Erniedrigung in der Nähe der Erdoberfläche nicht auf die angegebene Weise bewirkt werden, weil die Luft sich durch die Druckzunahme, die sie bei ihrer Senkung zur Erdoberfläche erfährt, erwärmt. Wird z. B. angenommen, dass die Temperatur und der Druck der Luft an der Erdoberfläche 10° C. und 760 mm betragen, so würden sie nach der MENDELEJEFF'schen Formel — wie sie sich aus den Resultaten der Ballonobservationen GLAISHER's ergiebt — unter ruhigen, normalen Witterungsverhältnissen 0° C. und 594,7 mm in einer Höhe von 1992 m betragen; senkt sich nun eine Luftmenge von dieser Höhe bis zur Erdoberfläche herab, so würde sie sich auf 20,2° C. erwärmen und demzufolge eine

[1]) Controverted questions of geology, 1895.

um 10,2° C. höhere Temperatur bekommen als die auf der Erdoberfläche anwesende Luft.

Anders verhält es sich dagegen mit dem Niederschlage. Eine Schneeflocke oder ein Hagelkorn von 0° C. erfordert nämlich, um zu einem Wassertropfen von 0° umgebildet zu werden, eine Temperatur-Erniedrigung um 1° C. in einem Luftvolumen, das bei einem Drucke von 760 mm gleich $\frac{r \cdot v_0}{C_v \cdot v_1}$ mal demjenigen der Schneeflocke oder des Hagelkornes ist, wenn r die Schmelzwärme des Eises = 80, C_v die specifische Wärme der Luft bei constantem Volumen = 0,1685, v_1 das specifische Gewicht der Luft bei 1° C. = $1 : \left[773,4\,(1 + \frac{1}{273})\right] = 1 : 776,2$ und v_0 das specifische Gewicht des Eises = 0,917 bezeichnet. Hieraus ergiebt sich, dass das Volumen der genannten Luftmenge 338000 mal grösser als dasjenige der Schneeflocke oder des Hagelkornes ist. Um den Wassertropfen weiter um 1° C. zu erwärmen, wird die Abkühlung eines Luftvolumens erfordert, das $773,4\,(1 + \frac{2}{273}) : 0,1685$ = 4624 mal grösser als dasjenige ist des Tropfens von 2° bis 1° C. Um eine Schneeflocke oder ein Hagelkorn von ÷ 2° bis ÷ 1° C. zu erwärmen, wird, da die specifische Wärme des Eises 0,48 ist, die Abkühlung eines Luftvolumens erfordert, das 0,48 . 0,917 . 773,4 : 0,1685 = 2013 Mal grösser als dasjenige ist der Schneeflocke oder des Hagelkornes von 0° bis ÷ 1° C. Dass die Luftvolumina sich während der Abkühlung bei den in der Wirklichkeit stattfindenden Verhältnissen ganz constant halten sollten, wie hier vorausgesetzt ist, kann nun nicht angenommen werden. Es müssen sich eher Verhältnisse geltend machen, die zwischen Abkühlung bei constantem Volumen und Abkühlung bei constantem Drucke liegen. Wird der Druck als constant vorausgesetzt, so müssen die gefundenen Volumina mit dem Quotienten aus der specifischen Wärme der Luft bei constantem Drucke und derjenigen bei constantem Volumen = 1,41 dividirt werden, wodurch man 239700, bezw. 3279 und 1428 bekommt. Aus dem Angeführten geht hervor, dass der Niederschlag ein gewisses Vermögen haben muss, diejenigen Luftschichten abzukühlen, die er passirt, indem er in grösserem oder kleinerem Maasse die niedrige Temperatur der höheren Luftschichten in die tieferen herunter führt. Geschieht der Niederschlag in Form von Regen oder in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen desselben, so ist dieses Vermögen verhältnissmässig nur gering im Vergleich zu der Grösse, die dasselbe Vermögen haben kann, wenn der Niederschlag in Form von Schnee oder Hagel geschieht

und von einem grösseren oder kleineren Schmelzen desselben begleitet wird, in welch' letzten Falle es sehr gross werden kann.

Es ist hier zu bemerken, dass ein Theil des erwähnten abkühlenden Vermögens der Niederschläge durch die Arbeitsmengen verloren geht, die beim Fallen der Wasser-, Schnee- und Hagelmengen frei werden. Denkt man sich die ganze auf diese Weise erzeugte Arbeitsmenge allein zur Erwärmung des Niederschlages verwendet, so wird, da das mechanische Aequivalent der Wärme 423,7 kgm ist, zu einer solchen Erwärmung um 1 ^{0} C. eine Fallhöhe von 423,7 m oder 423,7 . 0,48 = 203,3 m erfordert, je nachdem der Niederschlag in Form von Regen oder in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen desselben geschieht. Da die Aenderung der Lufttemperatur mit der Höhe über der Erdoberfläche nach der MENDELEJEFF'schen Formel ungefähr 1 ^{0} C. für 200 m Höhendifferenz ist, wird der Niederschlag im ersten der zwei genannten Fälle noch ungefähr die Hälfte seines abkühlenden Vermögens bewahren. Ungünstiger ist es dagegen im letzten Fall. Es könnte scheinen, dass der Niederschlag in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen des Niederschlages von der genannten Ursache sein abkühlendes Vermögen möchte ganz und gar verlieren können. Erstens ist es aber nicht wahrscheinlich, dass die ganze beim Fallen freigewordene Arbeitsmenge, wie hier vorausgesetzt, allein zur Erwärmung des Niederschlages sollte verwendet werden. Zweitens ist daran zu erinnern, dass eine wesentliche Ursache zur langsamen Aenderung der Lufttemperatur mit der Höhe darin gesucht werden muss, dass der Verringerung der Lufttemperatur beim Emporsteigen der Luft durch Verdichtung von Wasserdämpfen und Gefrieren der ausgeschiedenen und der mitgerissenen Feuchtigkeitsmengen entgegengewirkt wird. In kalten Luftschichten, wo diese Vorgänge entweder gar nicht oder nur in sehr geringem Grade vorkommen, kann man deshalb annehmen, dass die Aenderung der Lufttemperatur mit der Höhe grösser ist und folglich sich weit mehr der Grösse nähert, die allein von der Luftdruckänderung bedingt ist, welche ungefähr 1 ^{0} C. für 100 m Höhendifferenz ist. Unter solchen Umständen wird man auch für Niederschläge in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen des Niederschlages annehmen können, dass der Niederschlag einen bedeutenden Theil seines abkühlenden Vermögens behalten kann. Geschieht endlich der Niederschlag in gefrorenem Zustande unter Schmelzen eines grösseren oder kleineren Theiles desselben, dann werden die vom Fallen der Feuchtigkeitsmengen erzeugten Arbeitsmengen von desto weniger Bedeutung für das abkühlende Vermögen des Niederschlages werden, je stärker das Schmelzen vor sich geht. Auf eine Fallhöhe von 423,7 m kann nur bis $^1/_{80}$ des gefrorenen Nie-

derschlages von 0 ^{0} C. wegen Umwandelung der durch das Fallen freigemachten Arbeitsmengen in Wärme geschmolzen werden.

Bestätigungen dieses abkühlenden Vermögens der Niederschläge bietet auch die tägliche Erfahrung. Auf einem Berge soll man z. B. beim Herabsteigen von der Höhe während eines Regens beobachten können, wie der feine „Nebelregen“ immer grosstropfiger wird. Die Tropfen vergrössern sich nämlich während des Fallens, weil sie Abkühlung und damit Verdichtung der Wasserdämpfe in den niedrigeren, wärmeren Luftschichten bewirken, sobald sie in diese herunterkommen. Dass man im Gegensatz hierzu auch bisweilen Regenwolken sehen kann, von denen graue Regenstreifen bis zu einer gewissen Höhe herabhängen, ohne die Erdoberfläche zu erreichen, muss mehr exceptionellen Verhältnissen zugeschrieben werden, nach welchen die niedrigen Luftschichten hinlänglich trocken und warm sind, um den Regen auf seinem Wege durch sie wieder in Dämpfe zu verwandeln. Selbst in diesen Fällen muss der Regen doch Abkühlung der niedrigen Luftschichten hervorbringen, ob auch diese Abkühlung sich hauptsächlich nur in denjenigen Luftschichten geltend macht, die die Umwandelung des Regens in Dämpfe bewirken. Am häufigsten fällt der Hagel zu Ende des Frühlings und Anfang des Sommers. Zu diesen Zeiten nimmt die Wärme am raschesten mit der Höhe ab wegen der dann stattfindenden starken Erwärmung durch die Sonne, was es dem Hagel erleichtert, ganz zur Oberfläche zu gelangen und so die niedrigen Temperaturen zu dieser hinabzuführen.

Ist der Niederschlag aus den höheren Luftschichten, deren Temperatur unter 0 ^{0} ist, nur hinreichend gross, so muss sich die Temperatur an der Erdoberfläche dementsprechend (wie hoch sie auch immer vor dem Niederschlage gewesen sein mag) nach und nach bis 0 ^{0} und wahrscheinlich selbst darunter erniedrigen. Wie weit sie sich aber auf diese Weise sollte unter 0 ^{0} erniedrigen können, darüber dürfte man noch nichts auszusprechen im Stande sein. Wenn eine Vereisung auf diese Weise hervorgebracht werden sollte, so müsste eine besonders reichliche Feuchtigkeitszufuhr zu den Luftschichten, deren Temperatur unter 0 ^{0} ist, stattfinden, umsomehr als die Luft bei so niedrigen Temperaturen nur eine sehr geringe Menge Feuchtigkeit in Dampfform enthalten kann, nämlich weniger als bezl. ungefähr $^{1}/_{3}$ und $^{1}/_{5}$ von derjenigen, die sie bei 15 und 25 ^{0} C. enthalten kann. Diese besonders reichliche Zufuhr kann man sich nach meteorologischen Grundsätzen nur durch die Winde bewirkt denken. Da Winde bekanntlich erdartige Materialien lange Zeit hindurch schwebend halten und mehrere Hundert Meilen weit mit sich führen können, so muss man annehmen, dass die Anreicherung der oberen Luft-

schichten mit Feuchtigkeit durch die Winde nicht nur mittels Dämpfen, sondern auch mittels schon verdichteter Feuchtigkeit in mehr oder weniger feinvertheiltem Zustande geschehen kann, sofern die Winde nur hinlänglich stark sind. Ihre Stärke steht indessen in genauester Beziehung zu der Grösse der von einem bis zum anderen Orte stattfindenden Barometerschwankungen. Eine Hauptbedingung für das Entstehen von Vereisungen unter den jetzt auf der Erde herrschenden Verhältnissen muss deshalb das Vorhandensein hinlänglich grosser Barometerdifferenzen sein.

Die wesentlichsten Ursachen für die heutigen Barometerdifferenzen sind in den Verschiedenheiten der Temperatur und der Feuchtigkeit der Luft zu suchen. Von diesen beiden Ursachen kann der Feuchtigkeitsgehalt trotz des geringen, specifischen Gewichtes des Wasserdampfes im Verhältniss zur atmosphärischen Luft doch nur einen so geringen Einfluss auf die Barometerhöhe ausüben, dass man in dieser Hinsicht gewissermaassen von ihm absehen kann. Mit der bei Zunahme der Höhe über der Erdoberfläche stattfindenden Temperatur-Verminderung wird der Druck, den die gesammte, in Wirklichkeit in der Atmosphäre vorhandene Dampfmenge hervorbringen würde, zu ungefähr dem ganzen auf der Erdoberfläche beobachteten, mit $4^1/_2$ dividirten Dampfdrucke zu veranschlagen sein. Da der Dampfdruck bei absoluter Feuchtigkeitsmenge und 25 ° C. 23,6 mm ist, würde der Wasserdampf in der Atmosphäre als äusserstes Maximum bei dieser Temperatur nur eine Aenderung der Barometerhöhe um $23{,}6 : 4^1/_2 = 5^1/_4$ mm verursachen können, und bei 0 ° C. würde dieselbe nur $4{,}6 : 4^1/_2 = 1$ mm betragen. Die Temperaturunterschiede üben dagegen einen weit grösseren Einfluss auf den Luftdruck aus. Die relative Bedeutung des Einflusses der Feuchtigkeit und desjenigen der Temperatur erhellt daraus, dass das Gewicht eines Kubikmeters völlig trockener Luft bei 760 mm Druck und 25 ° C. um 0,01542 kg vermindert wird, wenn die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt wird, dagegen um 0,1575 kg vermehrt wird, wenn die Luft bis zu ÷ 10 ° C. abgekühlt wird. Die Veränderung wird also über 10 mal so gross im letzten wie im ersten Falle sein. Deutlicher erhellt dieses relative Verhältniss vielleicht aus einem Vergleiche zwischen der Temperatur der mit Feuchtigkeit gesättigten Luft bei 760 mm Druck und einer Temperatur von 0 — 10 — 20 — 30 C. einerseits und der Temperatur ganz trockener Luft bei demselben Drucke und von demselben specifischen Gewichte andererseits. Man findet dann, dass die Temperatur der ganz trockenen Luft unter diesen Umständen 0,7 — 11,9 — 23,2 — 34,7 ° C. sein muss. Es wird also nur eine sehr geringe Temperaturzunahme erfordert, um den Einfluss der gesammten

Feuchtigkeitsmenge der Luft auf das specifische Gewicht zu ersetzen. Demgemäss müssen die Temperaturverhältnisse einen überwiegenden Einfluss auf die Aenderungen der Barometerhöhe von einem bis zum anderen Ort auf der Erdoberfläche gewinnen. Man findet auch auf der nördlichen Halbkugel stark hervortretend Barometerminima über den Meeren im Winter und Maxima über der Mitte der Continente, während man im Sommer ein sehr hervortretendes Minimum in Asien sowie den Anfang eines Minimums in Nord-Amerika findet, wogegen die Minima über den Meeren stark verwischt sind, was alles in voller Uebereinstimmung mit den wechselnden, relativen Temperatur-Unterschieden an den beiden Orten steht. Die Temperatur über dem Meere bleibt nämlich das ganze Jahr hindurch sehr gleichmässig, während sie über der Mitte der Continente im Sommer stark steigt und im Winter stark fällt, wie aus der Hann'schen[1]) Uebersichtskarte (nach Supan und Wild) der jährlichen Wärmeänderungen deutlich hervorgeht.

Da demnach die Barometerdifferenzen, die die Winde bedingen, welche die Feuchtigkeit in die höheren Luftschichten hinaufführen sollen, der Hauptsache nach nicht selbst durch Differenzen im Feuchtigkeitsgehalt, sondern vielmehr durch die Temperatur-Unterschiede bestimmt werden, so können die Barometerdifferenzen allein nicht genügen, um eine Vereisung hervorzubringen, sondern es muss zugleich noch eine andere Bedingung erfüllt sein, nämlich das Vorhandensein hinlänglich reicher Feuchtigkeitsquellen in und rings um die Barometerminima, mittelst welcher die Luftmengen mit genügend grossen Feuchtigkeitsmengen versehen werden können, sobald sie in die höheren Luftschichten gelangen. Unter den heutigen Verhältnissen dürfte diese Forderung am besten erfüllt sein, wenn die Minima das ganze Jahr hindurch sich über dem Meere, dagegen am geringsten, wenn die Minima das ganze Jahr hindurch sich über trockenem Lande befinden. Die abkühlenden Niederschläge werden soweit hinein in die Maxima hinübergreifen, als die Winde die Feuchtigkeitsmengen zu führen vermögen.

Es ist demnach eine Vereisung an die Erfüllung folgender zwei Bedingungen geknüpft:

1. das Vorhandensein grosser Barometerdifferenzen, was gleichbedeutend mit grossen Temperaturunterschieden ist.
2. das Vorhandensein hinlänglich reicher Quellen zur Anreicherung der Luft mit Feuchtigkeit in und rings um die Barometerminima.

---

[1]) Berghaus' Physikalischer Atlas, 1892.

Geht man von diesen Ergebnissen aus und legt der weiteren Betrachtung die in Berghaus' „Physikalischem Atlas" gegebenen, nach Kapt. Rung's Karten für das Atlantische Meer berichtigten Isobarenkarten zu Grunde, so scheint es, dass die jetzt auf der Erde stattfindenden Verhältnisse der Hauptsache nach die Resultate bestätigen, zu denen die hier gegebene Entwickelung geführt hat.

Da die Barometerminima hauptsächlich mit den sie zunächst umgebenden Maximis zusammen wirken müssen, wird man bei der erwähnten Betrachtung dazu geleitet, die Erdoberfläche in eine äquatoriale, eine nördliche und eine südliche Zone zu zerlegen; diese Zonen werden von einander durch, der Hauptsache nach längs Breitekreisen gehende Linien, Maximalinien, innerhalb welcher sich ein fortlaufendes, wenn auch sehr variirendes Barometermaximum befindet, getrennt werden. Wegen der grossen Verschiedenheit, die sich, wie oben erwähnt, für die verschiedenen Jahreszeiten in den Verhältnissen geltend macht, muss man sich ferner besonders auf die Isobarenkarten für Januar und Juli beziehen.

Längs dem Aequator findet sich eine Barometerhöhe von nahezu 758 mm im Januar und nahezu 758 — 760 mm im Juli, welche als bezeichnend für den äquatorialen Theil angesehen werden könnte, wenn nicht im Januar ein Minimum von 756 mm in Süd-Afrika und ein anderes von 752 mm in Nord-Australien sowie im Juli ein Minimum von unter 748 mm in Asien sich befände, das nach Nord-Afrika hineinreicht und ein die ganze Breite Asiens umfassendes Loch in die nördliche Maximalinie bricht. Vermittelst dieser drei Minima und einer Steigerung der nördlichen Maximalinie in Asien im Januar bis zu 778 mm entstehen recht grosse Barometerdifferenzen zwischen Afrika, Australien und Asien, nämlich bis zu 26 mm im Januar und von 20 mm im Juli. Wegen der Lage der Minima auf dem Lande fällt die Schneegrenze aber mit der Jahresisotherme $\div$ 3,9° im Karakorum, $\div$ 2,8° auf der Nordseite und + 0,5° auf der Südseite des Himalaya zusammen. Die Ursache davon, dass die Schneegrenze in den schweizerischen Alpen mit der Jahresisotherme $\div$ 4° zusammenfällt und dass sie im Kaukasus in derselben Breite im Mittel noch 600 m höher liegt, darf darin gesucht werden, dass die nördliche Maximalinie über diese Orte geht, indem die Niederschläge nicht so weit hinein in die Maxima hinüberzugreifen vermögen. In und in der Nähe von Amerika betragen die Barometerdifferenzen nur ungefähr 8 mm sowohl im Januar wie im Juli. Da das Minimum sich immer hauptsächlich über dem Meere befindet, dürfte es jedoch wohl erklärlich sein, dass die Schneelinie in Amerika von Mexico bis zum Aequator mit der Jahresisotherme

+ 1,5 ^{0} zusammenfällt. Dass sie von hier aus gegen Süden steigt, nämlich von 4500 resp. 5000 m bis auf 5300 resp. 5900 m bei Arequipa rührt daher, dass man sich hier der südlichen Maixmalinie nähert. Noch unter 28 ^{0} südl. Br. ist ihre Höhe ü. d. M. 5200 m.

In der nördlichen Zone befinden sich im Januar zwei stark hervortretende Minima, das eine im nördlichsten Theile des Atlantischen Meeres, das andere im nördlichsten Theile des Stillen Meeres. Diese Minima sind von ausgedehnten und stark entwickelten Maximis umgeben, von denen dasjenige in Asien von besonders grosser Bedeutung ist. Die Barometerdifferenzen erreichen für das ersterwähnte Minimum bis 20 und 30 mm, für das letzterwähnte bis 16 und 26 mm. Im Juli sind diese Minima indessen so stark verwischt, dass sie von den Barometerhöhen 748 und 752 auf 757 bezw. 758 mm reducirt worden sind, auch haben sie sich zu derselben Zeit über die Continente ausgebreitet, während die Maxima stark verkleinert worden sind, indem sie auf die Meere beschränkt wurden, sodass die Maxima in Nord-Amerika und Asien verschwunden sind. Die Barometerdifferenzen erreichen doch noch 10 und 12 mm. Das früher erwähnte breite Loch, das in der nördlichen Maximalinie durch die Ersetzung des asiatischen Maximum durch das früher erwähnte grosse und ausgeprägte Minimum entstanden ist, hat indessen ein Zusammenwirken zwischen der nördlichen Zone und dem erwähnten asiatischen und afrikanischen Minimum zu Stande gebracht, wodurch gegenüber den umgebenden Maximis Barometerdifferenzen von über 18 mm vorkommen, aber nun mit dem Minimum über dem Lande. Ausserdem kommen die reducirten aber erweiterten Minima im Atlantischen Meere und im Stillen Meere gegenüber dem asiatischen Minimum zu den Maximis mit einer Barometerdifferenz von nicht unter 9 und 10 mm in Betracht. Es dürfte deshalb in guter Uebereinstimmung mit dem sein, was hier entwickelt ist, dass sich in der nördlichen Zone Verhältnisse finden, die durchaus nicht an glaciale erinnern. Die Schneelinie hält sich nämlich durchgehend in verhältnissmässig grossen Höhen, auf Nowaja-Zemlja fällt sie sogar mit der Jahresisotherme ÷ 11 ^{0} zusammen, und trotz der sehr niedrigen jährlichen Mitteltemperaturen in dieser Zone reicht die Schneelinie nirgendwo bis zum Meere hinab, ausgenommen solche Niederungen, die gegen die Strahlen der Sonne geschützt sind. Die Vergletscherung Grönlands wird bekanntlich nur als ein von einer früheren Vereisung herrührender Rest angesehen; zu ihrer Erhaltung dürfte das Verbleiben des Minimum im Süden von Grönland das ganze Jahr hindurch beitragen.

In der südlichen Zone scheint ein circumpolares Barometerminimum zu herrschen, welches das ganze Jahr hindurch sich über dem Meere hält. Wie niedrig jenes ist, geht aus den Karten nicht deutlich hervor. Es kann ihnen jedoch entnommen werden, dass die Barometerdifferenzen bei Süd-Amerika wenigstens 22 mm erreichen. In Uebereinstimmung hiermit findet sich in diesen Gegenden auch eine nicht geringe Annäherung an glaciale Verhältnisse. Die Schneelinie sinkt nämlich überaus stark in Süd-Amerika von Mendoza (ungefähr $32^1/_2{}^0$ südl. Br.), über welchen Ort die südliche Maximalinie geht. Ihre Höhe ü. d. M. ist in 34^0 Br. 3550 m, in 36^0 Br. 2600 m, in 43^0 Br. 1400 m, in 53^0 Br. 1100 m und in $54^1/_2{}^0$ Br. 950 m. In 62^0 südl. Br. reicht die Schneelinie bis zum Meere hinab auf den Süd-Shetlandinseln, und die Polarländer sind vielleicht ganz vereist. Im Vergleich hiermit kann angeführt werden, dass nordwärts der nördlichen Maximalinie die Schneelinie sich in Norwegen, der Breite (60 — 70^0) nach, in 1306 bis 884 m auf der Westseite und in 1681 bis 1021 m ü. d. M. auf der Ostseite, sowie in 1200 bis 1400 m ü. d. M. in der Gegend des Justedal-Gletschers (ungef. $61^1/_2{}^0$) findet. In Grönland findet sie sich nach Payer in 1000 bis 1200 m, nach Helland in 800 bis 900 m in 71^0 Br. Auf Island (64 bis 65^0) wird ihre Höhe ü. d. M. mit 860 bis 870 m angegeben. Diese Angaben über die Lage der Schneelinie sind A. de Lapparent: Traité de géologie, 1893 entnommen.

Ueber die Vertheilung von Land und Meer in früheren Erdperioden weiss man noch zu wenig, als dass man daraus etwas betreffend der Ursache der vorzeitlichen Vereisungen herleiten kann. In den drei erwähnten Zonen finden sich aber so grosse Verschiedenheiten in der Vertheilung von Land und Meer, dass man kaum die Hauptursache der vorzeitlichen Vereisungen in einer speciellen Vertheilung von Land und Meer suchen darf. Aus der angestellten Betrachtung kann man nur den Schluss ziehen, dass eine weitere Vermehrung der Landmassen in der sog. nördlichen Zone Verhältnisse hervorrufen müsste, die glacialen noch unähnlicher würden, und in der sog. südlichen Zone herrscht das Meer in Bezug auf Areal so vor, wie es je gewesen sein kann. Als Hauptursache der Vereisungen darf demnach an andere auf der Erde vorgekommene Umstände gedacht werden, und als besonders geeignet in dieser Beziehung dürften die vulkanischen Phänomene angesehen werden, weil sie in der That sehr ergiebige Quellen zum Füllen der Atmosphäre und besonders deren oberen oder höheren Theilen mit Feuchtigkeit sind.

Es muss nämlich daran erinnert werden, dass alle Wasseradern in den Gegenden rings um die Vulkane in die Kanäle aus-

münden, durch welche die geschmolzenen Massen zur Erdoberfläche aufsteigen, ausserdem daran, dass die Lage der Vulkane in der Nähe von Meeren oder in diesen selbst bewirken muss, dass das Meerwasser selbst oft zu den genannten Kanälen seinen Weg finden kann. Demzufolge müssen die geschmolzenen Massen auf ihrem Wege zur Erdoberfläche grosse Wassermassen zu Dämpfen und Gasen umbilden, welche darauf in die Atmosphäre ausgestossen werden. Eine nähere Untersuchung darüber findet sich in der Abhandlung Jos. Prestwich's: „On the agency of water in volcanic eruptions and on the primary causes of volcanic action“ [1]), aus welcher hier Folgendes angeführt werden soll.

Bis zu welcher Tiefe Wasser in flüssiger Form in die Erde eindringen kann, vermag nicht angegeben zu werden. Delesse hat angenommen, dass das Wasser in der Erde seine flüssige Form bis zu einer Tiefe von ungef. 18300 m bewahren kann, wo eine Temperatur von ungef. 593° C. herrschen sollte. Wenn auch solches in der Wirklichkeit sollte stattfinden können, so vermag doch nicht überall das Wasser bis zu solchen Tiefen hinabzudringen. Wo paläozoische Schichten discordant unter tertiären und secundären Schichten liegen, können z. B. die Zwischenräume an der Oberfläche der älteren Schichten oft so stark verstopft werden, dass eine völlige Undurchlässigkeit entsteht. Was besonders die von vulkanischen Massen bedeckten Flächen anbelangt, so muss hervorgehoben werden, dass jene sich als so stark absorbirend erwiesen haben, dass die ganze Regenmenge auf vulkanischen Flächen rasch verschwindet und nur ein geringer Theil derselben verdampft, während man sonst annehmen kann, dass nur $^1/_3$ der Regenmenge auf unterirdischen Wegen verschwindet. Massive Lava ist zwar wasserdicht, das Wasser dringt aber auf zahlreichen Rissen und Hohlräumen in die Lavamasse hinein. Wie stark bei vulkanischen Eruptionen die Wassermassen in der Erde zur Dampfentwickelung verbraucht werden, erhellt daraus, dass die Ausbrüche des Vesuvs oft von einer starken Senkung des Wasserstandes in den umliegenden Brunnen begleitet gewesen sind. Wasserdämpfe bilden auch den überwiegend grösseren Theil, wahrscheinlich 0,950 bis 0,999 oder selbst 1,000 der durch vulkanische Eruptionen ausgestossenen Dämpfe und Gase. Wie gross ihre Menge sein kann, geht daraus hervor, dass Fouqué bei der Eruption des Aetna (1865) sie auf 22000 kbm oder ungef. 5 Millionen Gallons täglich schätzte. Prof. Moseley erwähnt eine Eruption 1877 am Gestade Hawaiis, bei welcher eine Kluft oder Spalte sich auf dem Meeresboden in 150—400 „feet“

[1]) Controverted questions of geology, 1895.

Wassertiefe und 50 „miles“ von Mouna Loa öffnete. Die Spalte wurde vom Ufer fast 3 „miles“ in das Land hinein verfolgt mit einer Breite, die von wenigen Zollen bis 3 „feet“ variirte, und an einigen Stellen sah man das Meerwasser durch diese in den Abgrund hinabströmen. Die furchtbaren explosiven Eruptionen, wie die des Coseguina (1835) und Krakatau (1883), glaubt man auch dem Einströmen von Meerwasser zu den vulkanischen Kanälen durch grosse Spalten zuschreiben zu müssen.

Ausserdem dass so die Vulkane ergiebige Quellen atmosphärischer Feuchtigkeit sind, vermögen sie auch die Feuchtigkeit ohne Hülfe grosser Barometerdifferenzen in die höheren Luftschichten hinaufzuführen, da die Kraft, womit das Ausstossen der Wasserdämpfe vor sich geht, hierzu allein genügt. So ist die Höhe der Rauch- und Aschensäule beim Ausbruch des Vesuvs (1822) auf ungef. 3000 m, beim Ausbruche des Cotopaxi (den 26./6. 1877) auf 8000—10000 m, bei dem des Krakatau (1883) zu 11000 m und zu mehr als 13000 m beim Ausbruche auf Neu-Seeland (1886) geschätzt worden. Die Säule soll mit derartiger Kraft emporgesendet werden, dass sie ihre senkrechte Stellung selbst in Stürmen, die Steine mit sich zu reissen vermögen, zu bewahren vermag. Theile der Wassermassen, die von der Rauchsäule emporgesendet werden, können zwar heftige Niederschläge in der unmittelbaren Nähe des Vulkans verursachen, wie bei der Aschenbedeckung von Herculanum und Pompeji (79 n. Cr.), aber im Uebrigen werden die Feuchtigkeitsmassen in die Atmosphäre zerstreut, ohne dass sie verfolgt werden können. Eine Vorstellung davon, wie weit sie von den Winden geführt werden können, dürfte aus dem von diesen bewirkten Transport ausgeschleuderter Aschenmengen hervorgehen.

Nach A. Geikie[2]) wurde von den isländischen Eruptionen 1874—75 Staub sogar bis zum Ost-Ufer Schwedens hinübergeführt. Mehrmals ist die Asche eines der isländischen Vulkane so stark auf die Orkney- und Shetland-Inseln und rings um diese Inseln niedergefallen, dass man auf vorbeisegelnden Schiffen sie vom Deck hat wegschaufeln müssen. Nach einem Ausbruch des Skaptár Jökull (1783) hielt sich die Atmosphäre über Island mehrere Monate mit Asche gefüllt, und über Theile von Caithness in Schottland, also in einem Abstande von 600 „miles“ von der Ausbruchstelle, fiel Asche in so grossen Mengen, dass das Getreide verwüstet wurde, weshalb dieses Jahr von den Bewohnern „the ashie“ genannt wurde. Spuren derselben Niederschläge sind

---

[1]) A. de Lapparent, Traité de géologie, 1893.

[2]) Text-book of geology.

in Norwegen und sogar in Holland bemerkt worden. Vier Tage nach dem Coseguina-Ausbruche (1835) fiel aus einem höheren Luftstrome, der anscheinend mit einer Geschwindigkeit von 7 „miles“ in der Stunde und in entgegengesetzter Richtung des Windes an der Erdoberfläche geführt wurde, die Asche auf Jamaica nieder, also 700 „miles“ von der Ausbruchstelle.

Ein besonders überraschendes Beispiel für das Transportvermögen der Winde bilden doch vielleicht die leuchtenden Wolken, die nach Dr. Jesse[1]) in den Jahren 1885—91 zu Steglitz, Berlin, Nauen und Rathenow beobachtet wurden. Sie haben sich in den erwähnten 6 Jahren fast völlig unverändert in 82 km Höhe gehalten und bestanden aller Wahrscheinlichkeit nach aus feinen Dunst- oder Staubmassen, die von dem Ausbruche des Krakatau vom Mai bis August 1883 herrührten.

Es muss eingeräumt werden, dass in der Art und Weise, wie sich an recenten Vulkanen eine Eruption vollzieht, sich grosse Unterschiede erkennen lassen. Die Verhältnisse sind in dieser Hinsicht noch unerklärt. Soviel lässt sich jedoch sagen, dass sich kaum ein Ausbruch findet, bei welchem Wasser nicht eine wirksame Rolle gespielt hat.

Es entsteht die Frage, ob die ausgeflossenen Lavaströme in solchen Fällen, wo sie von grösserer Bedeutung sind, nicht selbst Barometerdifferenzen hervorzubringen vermögen. Hierauf ist zu antworten, dass — abgesehen von der Luftwelle, die bei dem Ausbruch des Krakatau (1883) wahrscheinlich durch die Heftigkeit der Explosion und den plötzlichen Zusammensturz des grössten Theiles der Insel hervorgebracht wurde (die Welle ging $3\frac{1}{2}$ Mal um die Erde und verursachte Barometeroscillationen bis ungef. $1\frac{3}{4}$ mm) — trotz der früher allgemein angenommenen Ansicht, dass eine Verbindung zwischen der Witterung und den vulkanischen Verhältnissen bestehe, bisher ein Einfluss vulkanischer Ausbrüche auf die Barometervariationen nicht wahrgenommen worden ist. J. F. Jul. Schmidt, der besonders diese Frage während des Ausbruches des Vesuvs (1855) untersucht hat, welcher Ausbruch zu den ruhigsten gehörte und sich durch einen reichlichen Lavastrom auszeichnete, spricht sich dahin aus[2]), dass alles, was er in Bezug auf den Zustand der Atmosphäre wahrgenommen hat, weder für noch wider eine Verbindung mit den vulkanischen Verhältnissen spricht. Richtig betrachtet, dürfte dies auch nicht auffallend sein. Einerseits erstrecken sich die ausgeflossenen Lavamassen immer nur über verhältnissmässig kleine Areale, und andererseits über-

[1]) Astronomische Nachrichten, CXL.

[2]) Die Eruption des Vesuvs im Mai 1855, 1856.

ziehen sie sich rasch mit erstarrten Schollen, die so wärmeisolirend sind, dass man auf ihnen gehen kann, während das geschmolzene Gestein in einem Abstande von nur einigen Decimetern noch eine Temperatur von 1000—2000° besitzt. Demnach kann die Wirkung der Lava zur Verminderung des Luftdruckes über der Ausbruchstelle nur sehr gering und folglich schwierig nachzuweisen sein, aber jedoch von langer Dauer werden. Als ein Beispiel kann nach A. de Lapparent[1]) angeführt werden, dass die Lava, die vom Jorullo 1759 ausgeflossen war, noch 50 Jahre später kennbar warm war, und dass man noch 21 Jahre nach dem Ausflusse leicht eine Cigarre durch die Wärme in den Spalten der Laven anzünden konnte. Ausserdem muss erinnert werden, dass die Dampfausströmungen am ehesten eine Druckvermehrung bewirken müssen, so dass die Einwirkungen auf den Luftdruck von gemischter Art werden müssen.

Aus dem, was in Bezug auf die jetzigen Vulkane vorgeführt wurde, erhellt, dass die Vulkane, wenn auch ihr Einfluss auf die atmosphärischen Verhältnisse nicht näher verfolgt und dargethan werden kann, doch eine ergiebige Quelle der Feuchtigkeitszunahme in der Atmosphäre und besonders in deren höheren Schichten sein müssen. Eine Bestätigung dürfte auch aus der Nachbarschaft der Vulkane Islands mit den Schnee- und Eismassen Islands und Grönlands sowie aus dem Zusammentreffen der Vulkane Süd-Amerikas und der grossen Annäherung glacialer Gebiete, die sich hier geltend macht, hervorgehen. Dieselbe Verbindung zwischen glacialen und vulkanischen Verhältnissen scheint übrigens auch anderwärts wahrgenommen werden zu können, wenn man die Eisverbreitungskarte mit der Vulkankarte in Berghaus' Physikalischem Atlas vergleicht.

Dass das Verhältniss in den betrachteten Beziehungen wesentlich anders bei den Vulkanen der Vorwelt als bei den jetzigen gewesen sein sollte, ist nicht wahrscheinlich. Man kann nur annehmen, dass die Tendenz der vulkanischen Thätigkeit zum Hervorbringen von Vergletscherungen im Verhältniss zur Grösse der vulkanischen Wirksamkeit gestanden habe. Um wie viel nun die vulkanische Wirksamkeit in der Tertiärzeit grösser als die der Jetztzeit gewesen ist, dürfte am besten aus einem Vergleiche zwischen den von vulkanischen Massen bedeckten Arealen hervorgehen.

Die zwei Orte, an welchen die bedeutendsten recenten, vulkanischen Bildungen sich finden, sind Island und Hawaii. Nach Jos. Prestwich ist auf Island, das ein Areal von 102471 □km

[1]) Traité de géologie.

hat, die Hälfte bis ein Drittel der Insel oder ungef. 42000 □km, und auf Hawaii, dessen Grösse 12620 □km ist, die ganze Insel mit jungvulkanischen Massen überdeckt. Tertiäre Ausströmungen finden sich erstens in Vorder-Indien, wo sie, dem unteren Eocän angehörend, nach A. DE LAPPARENT eine Fläche von 300000 □km bedecken, dann in Nord-Amerika, wo die grosse Lavadecke auf 758487 □km — die Grösse von Grossbritannien und Frankreich zusammen genommen — geschätzt wird, und endlich im grossen arktischen Eruptionsgebiete, das sich nach H. BÄCKSTRÖM [1]) von Island her ausbreitete und zwar gegen S. über eine Fläche Nordost-Irlands, Schottlands und Englands, die von A. DE LAPPARENT bis über 100000 □km geschätzt wird, gegen N. über Spitzbergen und Franz-Josephs-Land und gegen W. über Grönland. Hier finden sich drei grosse Eruptionsgebiete aus der Tertiärzeit, nämlich am westlichen Ufer zwischen 69° und 73° nördl. Br. und bei Cap York sich bis 78° Br. erstreckend, sowie am östlichen Ufer in der Gegend des Franz-Joseph-Fjords zwischen 73 und 75½° Br. Ausserdem finden sich Basaltplateaus in Abessinien und viele verhältnissmässig kleinere, aber im Vergleiche mit den jetzigen doch sogar sehr bedeutende Ausbruchgebiete.

In Bezug auf die örtliche Lage scheint ein gewisses Verhältniss zwischen den vulkanischen Ausbruchsgebieten der Tertiärzeit und den von der nordischen Vereisung bedeckten Flächen — ebenso wie heute, wie schon erwähnt, zwischen den Vulkanen Islands und Süd-Amerikas und den vom sog. ewigen Schnee und Eis bedeckten Flächen — zu bestehen. Die Eruptionsgebiete, die ihrer Lage nach besonders wirksam dürften zur Herbeiführung der nordischen Vereisung gewesen sein, sind das erwähnte arktische Gebiet, das nordamerikanische Gebiet, das Centralplateau Frankreichs, das ungarisch-siebenbürgensche Gebiet und die übrigen kleineren Ausbruchsgebiete in Mittel-Europa. Andere fernere Gebiete dürften jedoch auch mehr oder weniger mit zur Vereisung beigetragen haben.

In Betreff des Alters der vulkanischen Wirksamkeit in den genannten Gebieten soll hier nach A. DE LAPPARENT [2]) Folgendes angeführt werden. Sie begann in Grossbritannien und Irland im Eocän und endigte, abgesehen von vereinzelten späteren Eruptionen, im Miocän. Auf Island sollen die wichtigsten Ausbrüche schon vor der Bildung der dortigen miocänen Lignite stattgefunden haben. Die palagonitischen Tuffe und Breccien scheinen

---

[1]) Zur Kenntniss der isländischen Liparite. Geol. Fören. Förhandl., 1891.

[2]) Traité de géologie.

aus der Zeit der Einbrüche und Senkungen zu Schluss der Tertiärzeit herzurühren, und erst nach der Glacialperiode sind die grossen vulkanischen Gipfel gebildet worden, von denen die jetzigen Lavaströme ausgehen. Auf dem Centralplateau Frankreichs hat die eruptive Thätigkeit vom oberen Oligocän (Aquitanien) bis gegen das Ende des Pleistocän gedauert. Im Karpathen-Massiv hat der Vulkanismus sich vom oberen Eocän bis zum Pliocän geltend gemacht, und in den Rocky Mountains wahrscheinlich vor dem Miocän, jedoch nach der Kreidezeit angefangen und bis in's Pleistocän fortgedauert. Die letzten Basaltdecken im Idahobecken ruhen auf ungestörtem Pliocän. Im Yellowstone-Gebiet ist die eruptive Wirksamkeit im Eocän und Miocän bedeutend gewesen, nimmt aber im Pliocän ab, und im Pleistocän finden sich nur einige Andeutungen derselben. Die letzten Eruptionen in Californien sind verhältnissmässig jungen Alters; einige Autoren rechnen sie zum Pliocän, andere zum Pleistocän. Aus allen diesen Angaben scheint hervorzugehen, dass die grosse vulkanische Thätigkeit zur Tertiärzeit sich in Europa wie Nord-Amerika bis in das Pleistocän hinein fortgesetzt habe und erst in dieser Epoche beendet oder zu verhältnissmässig kleinen Ueberbleibseln der Jetztzeit reducirt worden ist.

Sollte die nordische Vereisung durch die vulkanische Thätigkeit verursacht sein, so müsste man annehmen, dass sie sich in der Tertiärperiode entwickelt habe. Deshalb dürfte sie jedoch erst im Pleistocän ihre grösste Ausdehnung erreicht haben können. Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die vereisten Flächen, sobald sie hinlänglich gross geworden sind, eine stetige Tendenz zum Hervorbringen von Barometermaximis über ihnen das ganze Jahr hindurch bekommen. Je nachdem diese Flächen an Ausdehnung gewinnen, muss demzufolge die schon oben erwähnte Tendenz der Barometerminima, im Sommer über das Land hineinzuziehen, vermindert werden, was wieder eine Förderung der Vereisungen zur Folge haben wird. Haben diese alsdann eine verhältnissmässig grosse Ausdehnung erreicht, so darf man annehmen, dass die Vermehrung der Schneemassen in den Vereisungscentren, von denen die Eismassen sich ausbreiten, noch eine Zeit lang fortdauern wird, nachdem schon die eigentliche Ursache der Vereisung, der Vulkanismus, bis über einen gewissen Grad geschwächt worden ist. Man wird indessen in der vorliegenden Beziehung noch weiter gehen dürfen. Nach der Bewegungszunahme der schweizerischen Gletscher im Sommer bis auf das Zweifache des Betrages ihrer Bewegung im Winter zu urtheilen, darf man nämlich annehmen können, dass die Eismassen in den Vereisungscentren erst ihre grösste Plasticität oder viel-

leicht besser Flüssigkeitsgrad bekommen, wenn die Temperaturerniedrigung über ihnen durch abkühlende Niederschläge aufgehört hat. Wegen einer solchen Vermehrung des Flüssigkeitsgrades kann man annehmen, dass die Eisfelder sich weit hinaus über ihre früheren Grenzen ausbreiten werden, während die Eisschichten in den Vereisungscentren immer dünner werden, nachdem die eiserzeugenden Niederschläge in der Hauptsache aufgehört haben. Wird die Ausbreitung des Eises von einem offenen Meere, in welchem sich warme Strömungen geltend machen können, begrenzt, so wird die Kälte sich besonders durch schwimmende Eisberge verbreiten können und dadurch einen allgemeineren Einfluss als sonst bekommen.

Darüber dass die nordische Vereisung zu einer sogar sehr frühen, tertiären Epoche angefangen hat, dürfte es gewiss auch nicht an Zeugnissen fehlen, wenn alle bekannten Daten recht betrachtet werden. Z. B. dürfte man berechtigt sein, das Vorhandensein eines naheliegenden, vereisten Gebietes anzunehmen, wenn O. Heer von der als oligocän betrachteten Flora und Insektenfauna der Bernsteinzeit am Ufer Preussens mit ihren zahlreichen (22) *Pinus*-Arten sagt[1]), dass sie viele hochnordische und montane Typen enthält, und dass in ihr viele nördliche Formen sich mehr vermischt mit südlichen als in anderen Theilen der Tertiärwelt finden. A. de Lapparent[2]) erwähnt das Vorkommen einer ausgeprägten Abkühlung im mexikanischen Meerbusen gegen das Ende des Miocän, weiter dasjenige kalter Strömungen im mittleren Miocän (Tortonien), die sich selbst im Wiener Becken geltend machen, und endlich dasjenige einer völlig nordischen Fauna im Mittelmeere zu Ende des Pliocän, das im Ganzen unter Einwirkung einer bedeutenden Abkühlung endigt. Als wahrscheinlich pliocän führt A. de Lapparent übrigens glaciale Ablagerungen von verschiedenen Orten Nord-Deutschlands an und zwar von Magdeburg, ausserdem beim Schwielower See, Moen und Möckern. Der vollständige Mangel an tertiären Ablagerungen auf dem überwiegend grössten Theile der früher vereisten Gebiete dürfte ferner sehr auffallend sein. Es scheint denkbar, dass diese Flächen schon damals mit Schnee und Eis überdeckt gewesen sind, als die tertiären Salz- und Süsswasser-Ablagerungen an anderen Orten abgesetzt wurden. Was jedoch am besten für das Vorhandensein vereister Flächen in der Tertiärzeit zeugen dürfte, ist das Vorkommen grosser Süsswasserseen in verschiedenen Abtheilungen der Tertiärzeit.

[1]) O. Torell, Undersögelser öfver Istiden. Öfvers. af kgl. Vetensk. Akad. Förh., 1873.

[2]) Traité de géologie, p. 1317, 1294, 1320, 1349.

In Europa findet sich schon im Oligocän nach der Transgression dieser Periode ein durch das Vorkommen grosser Seen in Deutschland, Oesterreich, Italien und Griechenland ausgezeichneter Zeitraum. Nach der Transgression der miocänen Molasse beginnt der Salzgehalt der Gewässer in der sarmatischen Zeit abzunehmen, und in der pontischen oder panonischen Zeit wird diese Aussüssung verstärkt. Die pontischen Ablagerungen süssen oder schwach brackischen Wassers können vom Orient bis Rumänien, Dalmatien, Croatien, Ungarn und dem Wiener Becken verfolgt werden, während Süsswasser-Ablagerungen sich von Sicilien bis zum Rhonethale finden. Im Osten fangen zu derselben Zeit die levantinischen Süsswasser-Ablagerungen an sich zu bilden, setzen sich durch das Pliocän fort und breiten sich über das ganze Gebiet des Aegäischen Meeres und des Donauthales aus. In Nord-Amerika kommen ähnliche Verhältnisse vor; während die Salzwasser-Ablagerungen sich hier dauernd allein an die Ufergebiete halten, finden sich zur Zeit des Miocän im Innern zwei grosse Seen, nämlich derjenige des Pah-Utes und der des Siouxs, und während des Pliocän ebendaselbst drei grosse Seen.

Im warmen Klima der Tertiärzeit hätten diese grossen Süsswasserbecken sich nicht bilden und erhalten können, wenn nicht die Niederschläge besonders stark gewesen wären. Darauf deuten auch die vielen Zeugnisse von besonders wirksamen Erosions-Verhältnissen in der Tertiärzeit hin. So bezeichnet in Europa A. de Lapparent [1]) die langhische oder burdigalische Stufe des Miocän und die astische des Pliocän als eine fluviatile, und erwähnt E. Suess [2]) eine vorpontische Erosion, die sich besonders im Rhonethale und an einigen Orten West-Ungarns geltend gemacht habe. In Nord-Amerika kann das Einschneiden der langen, mächtigen Cañons in die Gebirge des Westens angeführt werden, mit deren Aufrichtung das Ausarbeiten der Cañons gleichen Schritt gehalten haben soll.

Die besonders reichlichen Niederschläge, die also während der Tertiärzeit oder doch des grössten Theiles derselben erfolgt sind, müssen indessen eine entsprechende Abkühlung derjenigen Orte hervorgebracht haben, wo sie entstanden oder gefallen sind, und dieses macht das Vorhandensein vereister Flächen in der betreffenden Zeit sehr wahrscheinlich. Dass das Klima sich übrigens hat so warm halten können, wie es die Reste der Tertiärzeit bezeugen, dürfte darin seine Erklärung finden, dass die vereisten Flächen Condensationsflächen der atmosphärischen

---

[1]) Traité de géologie, p. 1294, 1299, 1321.
[2]) Antlitz der Erde, I, 1892, p. 386, 422, 425.

Feuchtigkeit gebildet haben, wodurch die nicht vereisten Flächen mit der Abkühlung durch Niederschläge verschont geblieben sind. Erst nachdem die abkühlenden Niederschläge über den Vereisungscentren der Hauptsache nach aufgehört und die vereisten Flächen, wie oben erwähnt, demzufolge ihre grösste Ausdehnung erreicht hatten, und nachdem weiter die Meere durch Treibeis so stark abgekühlt waren, dass ihr Vermögen zur Erzeugung von Barometerminimis hinlänglich reducirt worden war, konnte die kalte und trockene Zeit des Ren eintreten.

Was die interglacialen Verhältnisse anbelangt, so dürfen sie auf Variationen in der Ausdehnung der vereisten Flächen zurückgeführt werden, welche Variationen theils durch Verlegung der vulkanischen Ausbruchsstellen und Schwankungen in der Grösse der vulkanischen Wirksamkeit, theils durch radiale Einstürze verursacht worden sind. Vermittelst der radialen Einstürze konnten Theile der vereisten Flächen oder nahe an denselben liegende Flächen zeitweilig oder permanent unter das Meer gesenkt worden sein, so dass warme Meeresströmungen zeitweise oder permanent sich haben geltend machen können. Solche radialen Einstürze dürfte man sich theilweise oder vielleicht sogar ganz durch die durch die Vereisung bewirkte Abkühlung des unterliegenden Theiles der Erde verursacht denken können.

Fassen wir die obigen Erörterungen zusammen, so ergiebt sich, dass die Annahme, der Vulkanismus der Tertiärzeit habe die bisher unerklärte, grosse nordische Vereisung verursacht, hauptsächlich auf die folgenden drei wichtigen Momente basirt ist:

1. Dass die Vulkane in besonders hohem Grade die oberen Luftschichten mit Feuchtigkeitsmassen anreichern, was eben die einzige und entscheidende Bedingung für das Hervorbringen von Vereisungen ist. Die auf Seite 448 angeführten Bedingungen können durch diese allein ersetzt werden.
2. Dass der Vulkanismus der Tertiärzeit sich zur Vereisung der Diluvialzeit quantitativ ebenso verhält, wie der heutige Vulkanismus zu der Vereisung der Jetztzeit. Ein gleiches Verhältniss könnte übrigens, insoweit man nach den heutigen Kenntnissen urtheilen kann, gewiss auch in den vortertiären Zeiten bestanden haben.
3. Dass die wichtigsten vulkanischen Ausbruchsgebiete der Tertiärzeit sich gerade in und verhältnissmässig dicht rings um die in der Glacialzeit vereisten Gebiete finden, ebenso wie sich ein ganz gleiches Verhältniss in der gegenseitigen Lage der jetzt wirksamen Vulkane und der jetzt vereisten Gebiete geltend zu machen scheint.

Mit Rücksicht auf die Zeiten, zu welchen die grosse nordische Vereisung und der Vulkanismus, der sie verursacht haben sollte, stattgefunden haben, scheint nur eine Annäherung zur Uebereinstimmung vorhanden zu sein. Wie früher erörtert, ist dieser Mangel an Uebereinstimmung doch aller Wahrscheinlichkeit nach nur anscheinend, und man darf hoffen, dass er durch künftige Untersuchungen verschwinden wird.

Könnte man die noch nur vermutheten Vereisungen in den vortertiären Erdperioden als hinlänglich bewiesen betrachten, so würde die hier vorgeführte Annahme einer Causalverbindung zwischen Vulkanismus und Vereisung auch dadurch eine Stütze erhalten.

Im Ganzen spricht so viel für die Richtigkeit der behandelten Annahme, dass sie bei künftigen Untersuchungen wohl Beachtung verdienen dürfte. Wie man näher ihre Richtigkeit untersuchen könne, sieht der Verfasser dieser Abhandlung sich nicht im Stande anzugeben, doch dürften vielleicht meteorologische Stationen auf den gegenwärtigen Schnee- und Eisfeldern werthvolle Aufschlüsse in der erwähnten Beziehung geben können.

---

2. Ueber exotische, zur Gruppe des Spirifer primaevus gehörige Formen.

Von Herrn H. SCUPIN in Breslau.

Hierzu Tafel XVII.

Eine derjenigen Brachiopoden-Gruppen, die durch ihre geographische und geologische Verbreitung ein besonderes Interesse bieten, ist die Gruppe des *Spirifer primaevus,* die bisher aus Europa, Nord- und Süd-Amerika, sowie Süd-Afrika bekannt geworden ist.

Eine zu dieser Gruppe gehörige Form *Spirifer antarcticus* MORR. et SHARPE ist kürzlich genauer von E. KAYSER[1]) aus Argentinien und zwar aus Schichten beschrieben worden, die nach ihm dem Mittel-Devon angehören und etwas jünger sind als die bolivianischen Iclaschiefer, die er dem höheren Unter-Devon zurechnet, während FRECH den letzteren ein tief unterdevonisches Alter zuweist.[2])

Weiteres Material hat nun einige interessante, bisher unbeachtete Beziehungen dieser Art zu bekannteren Formen des unteren Unter-Devon erkennen lassen und damit einige neue Thatsachen hinsichtlich der Vertheilung der ganzen Gruppe ergeben, die eine kurze Besprechung der letzteren rechtfertigen mögen.

Das Material entstammt z. Th. dem geologisch-paläontologischen Museum, z. Th. der Privatsammlung des Herrn Professor FRECH, dem ich an dieser Stelle für die freundliche Ueberlassung desselben meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte.

Die genannte MORRIS-SHARPE'sche Form kann ebenso wie der gleichzeitig publicirte *Spirifer Hawkinsii* MORR. et SHARPE als Varietät des bekannten *Spirifer arrectus* HALL aufgefasst werden, der wieder auf's engste mit dem europäischen *Spirifer primaevus* der Siegener Grauwacke verwandt ist und hier den Ausgangspunkt der Betrachtung bilden möge.

---

[1]) E. KAYSER, Beiträge zur Kenntniss einiger paläozoischer Faunen Süd-Amerikas. Diese Zeitschr., XLIX, 1897, p. 297.

[2]) F. FRECH, Lethaea palaeozoica, II, (1), 1897, p. 217.

Spirifer arrectus HALL s. str.

Taf. XVII, Fig. 1 a, b.

Spirifer arrectus HALL[1]), Palaeont. New York, III, p. 422, t. 97 (f. 1 e, 1 f excl.).
— *antarcticus* SHARPE[2]), Palaeoz. Mollusca South Africa p. 206, t. 26, f. 1 (cet. excl.).
— *Orbignyi*. Ibidem, p. 207, f. 3 (cet. excl.).
— *arrectus* HALL, Palaeont. New York, VIII, (2), t. 33, f. 24, 26 (f. 25 excl.).

Obwohl die vorliegende, übrigens schon vor HALL abgebildete, jedoch fälschlich auf *Spirifer antarcticus* und *Sp. Orbignyi* bezogene Form unter den in Betracht kommenden keineswegs die am längsten bekannte ist, habe ich dieselbe doch hier zu Grunde legen zu müssen geglaubt und *Spirifer Hawkinsii* und *Sp. antarcticus* trotz deren früherer Publicirung nur als Varietäten behandelt, da diese im Gegensatz zu dem vielfach abgebildeten und leicht zugänglichen *Spirifer arrectus* immerhin verhältnissmässig weniger bekannte Formen darstellen.

Unter den von HALL als *Spirifer arrectus* abgebildeten Stücken lassen sich unschwer zwei verschiedene Varietäten unterscheiden, eine stark gewölbte mit hohem, kielförmigem oder gerundetem Sattel und dementsprechend tiefem Sinus und eine andere weniger gewölbte Form mit niedrigerem Sattel und flachem Sinus. Als Hauptform muss die erstere festgehalten werden, die auch bei ungefähr gleicher Häufigkeit an erster Stelle abgebildet ist. Der ebenso wie der Sinus ungerippte Sattel dacht sich gleichmässig gegen die ebenfalls stark gewölbten Seitentheile ab; wie in der gesammten Gruppe ist er ziemlich schmal und entspricht an Breite nur etwa den nächsten 2—4 Rippen, die meist stumpfkantig und, durch verhältnissmässig breite Zwischenräume getrennt, in der Gesammtzahl von 6—9 auf jeder Seite vorhanden sind. Der Steinkern der Stielklappe, die etwas schwächer als die Brachialklappe gewölbt ist, zeigt wie bei sämmtlichen Formen der Gruppe, bei denen das Innere beobachtet werden konnte, einen sehr charakteristischen, stark vorspringenden Muskelzapfen.

Sicher hierher gehören dürften die l. c. von SHARPE als *Spirifer antarcticus* und *Sp. Orbignyi* von Warm Bokkeveld in Süd-Afrika abgebildeten Formen, die von KAYSER mit auf *Spirifer antarcticus* bezogen worden sind, jedoch wohl wegen ihres tiefen Sinus zu *Sp. arrectus* typ. gestellt werden müssen.

---

[1]) Natural History of New York. HALL, Palaeontology, III, 1859.

[2]) Description of Palaeozoic mollusca from South Africa. Transact. geol. soc. London, (2), VII, 1856.

Die Form findet sich, wie bekannt, in Nord-Amerika im unteren Unter-Devon (Oriskany-Sandstone), doch liegen auch aus Süd-Amerika und zwar aus Bolivia Stücke vor, die von *Spirifer arrectus* typ. nicht getrennt werden können; sie kommt hier mit der als *Spirifer Chuquisaca* von ULRICH beschriebenen, weiter unten zu besprechenden Form zusammen (Icla Beds) vor. Ein von daher stammendes, dem geologisch-paläontologischen Museum zu Breslau gehöriges Stück ist in Fig. 1, Taf. XVII abgebildet. Ausserdem an dem genannten Punkte in Süd-Afrika.

Spirifer arrectus var. *antarctica* MORR. et SHARPE.
Taf. XVII, Fig. 2—4.

Spirifer antarcticus MORRIS et SHARPE[1]), Falkland Islands, p. 276, t. 11, f. 2.
— *Orbignyi* MORRIS et SHARPE, Ibidem, t. 11, f. 3.
— *capensis* v. BUCH[2]), *Spirifer Keilhavii*, f. 1.
— *antarcticus* SHARPE, Palaeoz. Mollusca South Africa, p. 206, t. 26, f. 2 u. 5 (non 1).
— *Orbignyi* SHARPE, Ibidem, p. 207, t. 26, f. 4 u. 6 (non 3).
— *arrectus* HALL, Palaeont. New York, III, t. 97, f. 1e, f (cet. excl.).
— *Chuquisaca* ULRICH[3]), Bolivien, p. 65, t. 4, f. 19, 20.
— *antarcticus* KAYSER, Paläoz. Faunen Süd-Amerikas, p. 297, t. 9, f. 3 (non 1, 2).

Dieser Varietät entspricht die zweite oben erwähnte Form HALL's. Sie ist, wie bereits hervorgehoben, durch schwächere Wölbung des ganzen Gehäuses, durch flacheren Sinus und weniger hohen, oben stets gerundeten oder abgeplatteten Sattel, sowie durch flachere Falten ausgezeichnet, während die Zahl der letzteren etwa die gleiche bleibt. Auch der Bau des Schlosses ist genau derselbe wie bei der typischen Art.

Ident mit dieser, zuerst von MORRIS und SHARPE als *Spirifer antarcticus* von den Falkland-Inseln abgebildeten Form dürfte der an gleicher Stelle dargestellte *Spirifer Orbignyi* sein, der ebenfalls die hier angeführten Merkmale aufweist. Der Verschiedenheit in der Höhe der Area dürfte in Anbetracht der grossen Schwankungen, denen dieses Merkmal bei allen Spiriferen unterliegt, kein allzu grosser Werth beizumessen sein.

SHARPE hat die Art dann später noch einmal besprochen und

---

1) Description of eight species of Brachiopodous shells from the palaeozoic rocks of the Falkland Islands. Quart. Journ. Geol. Soc. II, 1846.

2) Ueber *Spirifer Keilhavii*, dessen Fundort und Verhältniss zu ähnlichen Formen. Abhandl. kgl. Akad. Wiss., Berlin 1846.

3) Paläozoische Versteinerungen aus Bolivien. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. VIII, 1893.

zwar wieder unter den beiden Namen *Spirifer antarcticus* und *Orbignyi*, deren Beschreibung auch fast völlig gleich ist.

Ebenfalls hierher gehört der nur wenig später durch L. v. Buch l. c. beschriebene *Spirifer capensis* von Kokmans Kloof in Süd-Afrika, wie aus den im Berliner Museum für Naturkunde aufbewahrten Original-Exemplaren hervorgeht. Die übrigens nur in Fig. 1 b u. d, nicht Fig. 1 a zu Tage tretende grössere Breite des Sinus bezw. Sattels würde kaum etwas gegen die Identität beweisen, da auch anderwärts der Sinus mitunter grössere Breite erlangt, so bei der oben citirten Figur Hall's t. 97, f. 1 e. In beiden Fällen entspricht die relative Sinusbreite (von der Mitte der Begrenzungsrippen an gerechnet) etwa vier und einer halben der zunächst liegenden Rippen.

Mit Recht ist ausserdem *Spirifer Chuquisaca* Ulrich aus Bolivia neben den zuerst besprochenen Formen schon von Kayser mit in die Synonymik aufgenommen worden.

Für eine besondere Varietät halte ich dagegen *Spirifer Hawkinsii* Morr. et Sharpe und mit ihm *Spirifer Vogeli* v. Ammon, die beide von Kayser mit Fragezeichen hierher gestellt werden.

Ebenso möchte ich von den diesbezüglichen Abbildungen Kayser's, dessen Originale ich in Abgüssen z. Th. mitvergleichen konnte, nur f. 3 hierher stellen, f. 1 und 2 dagegen mit *Spirifer Hawkinsii* getrennt halten.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die Verbreitung der von Morris und Sharpe beschriebenen Form eine noch weitere ist, als sie Kayser bereits angenommen. Sie findet sich hiernach in Süd-Afrika, wo sie nach Gürich auch bei Gydo vorkommt (Breslauer Sammlung), den Falkland-Inseln, Bolivia, Argentinien sowie auch im Oriskany-Sandstone Nord-Amerikas.

Spirifer arrectus var. *Hawkinsii* Morr. et Sharpe.

Taf. XVII, Fig. 5 a, b.

Spirifer Hawkinsii Morris et Sharpe, Falkland Islands, p. 267, t. 11, f. 1.
— sp. α Ulrich, Bolivien, p. 67, t. 4, f. 22.
— *Vogeli* v. Ammon[1]), Lagoinha, p. 362, f. 6.
— *antarcticus* Kayser, Paläoz. Faunen Süd-Amerikas, p. 297, t. 9, f. 1, 2 (non 3).

Die Varietät hat mit der vorigen die flache Gestalt des Sinus und Sattels, sowie die geringe Wölbung der ganzen Brachialklappe gemein, unterscheidet sich jedoch durch die noch breiteren Zwischenräume und die geringere Zahl der Falten, welch'

[1]) Devonische Versteinerungen von Lagoinha in Matto Grosso (Brasilien). Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin, XXVIII, 1893.

letztere hier höchstens 6 erreicht, in der Regel jedoch kleiner bleibt. Dass Uebergänge zur vorhergehenden Varietät vorkommen, kann nicht geleugnet werden, trotzdem möchte ich beide Formen getrennt halten, zumal die horizontale Verbreitung nicht ganz die gleiche zu sein scheint.

Genau der vorliegenden Varietät entsprechen die l. c. von Kayser als *Spirifer antarcticus* abgebildeten Stücke. Insbesondere sind auch die sehr breiten Zwischenräume zwischen den Falten bei den mir vorliegenden Abgüssen der Kayser'schen Originale sehr gut zu beobachten, während dieses Merkmal bei den entsprechenden Abbildungen etwas weniger deutlich zum Ausdruck kommt.

Ebenso möchte ich die oben citirte, von Ulrich nur als *Spirifer* spec. α abgebildete Form trotz der angeführten kleinen Unterschiede in Anbetracht der sonstigen Uebereinstimmung noch für ident mit der vorliegenden Form halten, zumal das Vorkommen der vorliegenden Varietät in Bolivien durch ein ebenfalls zum Ulrich'schen Material gehöriges, hier abgebildetes Stück gesichert ist. Auch der schon genannte *Spirifer Vogeli* v. Ammon aus Brasilien dürfte hierher gehören.

Uebrigens scheinen sowohl bei den erwähnten Kayser'schen Stücken wie bei *Spirifer Vogeli* kleine Unterschiede in der Sculptur gegenüber der Hauptform und var. *antarctica* vorhanden zu sein, doch mag dahin gestellt bleiben, wie weit hier der Erhaltungszustand des Materials eine Rolle spielt.

So konnten bei der ersteren sowohl concentrische wie radiale Streifen beobachtet werden, von denen gelegentlich die einen oder die anderen in den Vordergrund treten. Auch bei dem zu var. *antarctica* gehörigen Stücke sind analoge radiale Streifen vorhanden, während die übrigen auf den Anwachsstreifen deutliche Leistchen aufweisen, wie sie vielfach bei Spiriferen beobachtet werden können.

Recht ähnlich wird der vorliegenden Form auch der in der Lower Helderberg Group verbreitete *Spirifer perlamellosus* Hall [1], doch ist derselbe äusserlich meist schon durch seine stärkere Wölbung unterschieden, wozu als weiteres Merkmal noch das Vorhandensein eines Medianseptums in der Stielklappe hinzutritt.

Die Form scheint nicht die weite Verbreitung zu besitzen wie die vorige Varietät. Sie ist bisher nur aus Bolivien, Brasilien, Argentinien und von den Falkland-Inseln bekannt geworden, während ich sie aus Nord-Amerika und Süd-Afrika wenigstens

[1]) Palaeont. New York, III, p. 201, t. 26, f. 1, 2.

in charakteristischen Exemplaren nicht kenne, wenngleich sich unter den Abbildungen HALL's wie denjenigen von MORRIS und SHARPE bereits einzelne der in Rede stehenden Varietät nähern.

Es erübrigt noch ein kurzer Vergleich der eben besprochenen Formen mit den in Europa vorkommenden Arten dieser Gruppe: *Spirifer primaevus* STEININGER und *Spirifer fallax* GIEBEL (= *Sp. Decheni* KAYSER).

Besonders ähnlich wird die erstere, in der Siegener Grauwacke vorkommende Art der Hauptform des *Spirifer arrectus,* mit der sie hinsichtlich der Breite und Form von Sinus und Sattel, der Zahl der Rippen, der Gestalt des Muskelzapfens u. s. w. oft vollständig übereinstimmt; dagegen ist die Gesammtform im Allgemeinen eine mehr gedrungene, ebenso sind die Rippen in der Regel etwas plumper.

Etwas mehr entfernt sich der im unteren Unter-Devon des Harzes sowie bei Erbray vorkommende *Spirifer fallax* GIEBEL durch seinen stärker als bei allen bisher besprochenen Formen vorspringenden Sattel.

Diese Art ist identisch mit dem von KAYSER beschriebenen *Spirifer Decheni*[1], was allerdings nicht ohne Weiteres aus der Abbildung GIEBEL's[2] zu ersehen ist, nach welcher *Spirifer fallax* sich vielmehr gerade durch flachen Sattel auszuzeichnen scheint. Indess konnte ich mich an dem der Heidelberger Universitäts-Sammlung gehörigen, aus einer Brachialklappe bestehenden Original-Exemplare GIEBEL's überzeugen, dass es sich hier nur um eine Form handelt, deren Sattel in seiner ganzen Länge abgebrochen ist. Im Uebrigen stimmt dasselbe auf's Genaueste mit dem ebenfalls aus einer Brachialklappe bestehenden, im Besitze der Bergakademie zu Clausthal befindlichen Originale KAYSER's überein, das mir von Herrn Professor KLOCKMANN freundlichst zum Vergleich übersendet wurde.

---

[1]) Fauna d. ältesten Devonablagerungen des Harzes. Abh. z. geol. Specialkarte v. Preussen, II, (4), 1878, p. 165, t. 22, f. 1, 2.

[2]) Silurische Fauna des Unterharzes, 1858, p. 32, t. 4, f. 1.

3. Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias.

I. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältniss zu den übrigen Triasbezirken der nördlichen Kalkalpen.

Von Herrn Emil Böse in Mexico.

Hierzu Tafel XVIII.

Einleitung.

Die Gliederung der alpinen Trias hat sich im Laufe der letzten Jahre mehr und mehr vereinfacht, die Verwirrung, welche für den Fernerstehenden zu herrschen scheint, ist nur eine scheinbare und mehr durch persönliche Ansichten als durch Schwierigkeit in der Lage der Dinge hervorgebracht. Die lebhafte Discussion dreht sich zum grossen Theil auch mehr um Namen und Bezeichnungen als um die thatsächliche Gliederung. Zu zeigen, dass die Eintheilung der Trias in den nördlichen Kalkalpen, wenn man von den zahlreichen Localnamen absieht, keine besonderen Schwierigkeiten bietet, ist der Zweck nachfolgender Seiten. In den meisten Theilen der Nordalpen habe ich entweder neue Profile begangen oder ältere revidirt, um so zu einer auf Beobachtungen begründeten Einsicht in eine natürliche Gliederung zu gelangen. Jeder, welcher die ausserordentlichen Schwierigkeiten kennt, mit denen der Geologe in den Alpen zu kämpfen hat, wird es verstehen, wenn der Beobachter Fehler macht in der Deutung oder auch einmal Schichten übersieht; solches ist ja häufig der Fall gewesen und wir wollen mit dem nicht rechten, welcher die Wahrheit zu erkennen suchte und irrte; die unrichtigen Anschauungen aber müssen bekämpft werden, damit das Richtige an die ihm gebührende Stelle komme.

1. Die Trias der Berchtesgadener und Salzburger Kalkalpen.

Wenn ich mit dem Berchtesgadener Gebiet beginne, so geschieht das hauptsächlich deshalb, weil die Gliederung der Trias in Ober-Bayern, welches sonst vielleicht den besten Ausgangspunkt bilden würde, schon seit einigen Jahren feststeht, so dass nur an

einigen wenigen Stellen geringe Modificationen vorgenommen werden müssen. Umsomehr liess jedoch die Kenntniss der Trias von Berchtesgaden zu wünschen übrig. Ich habe diese in den beiden letzten Jahren zu gliedern versucht und habe dabei die älteren Anschauungen v. Gümbel's, v. Mojsioscvics' u. A. umstossen müssen; Profile konnte ich in jenen ersten kurzen Mittheilungen noch nicht geben, was ich nunmehr hier nachholen will.

Ich beginne mit der Beschreibung des Berchtesgadener Landes und werde anschliessend auch die geologischen Verhältnisse in den östlich und westlich angrenzenden Gebieten zu schildern versuchen, also die im Salzkammergut, in Steiermark und Nieder-Oesterreich, sowie jene des Reichenhaller und des nordöstlichen Theiles von Tirol.

Das Thal der Ramsauer und der Berchtesgadener Ache.

Das Thal der Berchtesgadener Ache bildet zusammen mit der Ramsau eine lange, von SW. nach NO. sich erstreckende Einsenkung, welche wohl als einheitliches Verwerfungsthal aufzufassen ist, zum wenigsten bis an die Engeretalp vor dem Hirschbichel. Im nördlichsten Theile dieser Einsenkung stossen mittelliasische Hierlatzschichten an Werfener Schichten ab, woraus auf eine Sprunghöhe von ca. 1500 m geschlossen werden darf. Im nördlichen Theile dagegen ist die Verwerfung von etwas geringerer Sprunghöhe, da sie hier den Buntsandstein resp. Ramsaudolomit nur mit Hallstätter Kalk in Contact bringt.

Wir wollen hier nur das westliche Thalgehänge behandeln, da die Ostseite bei Besprechung der einzelnen Gebirgsstöcke betrachtet werden soll, und zwar beginnen wir im Norden mit dem Untersberg.

Ueber den Untersberg hat bereits Bittner verschiedene werthvolle Beobachtungen beigebracht, so dass ich mich ziemlich kurz fassen kann. Die tiefsten aufgeschlossenen Schichten gehören den oberen Werfener Schiefern an, welche schon bei Schellenberg auf der rechten Thalseite anstehen und zwar da, wo der Tiefenbach in die Berchtesgadener Ache einmündet (Schneidemühle). Es sind rothe und grünliche sandige, glimmerhaltige Schiefer mit *Myacites fassaënsis*, die an Hallstätter Kalken abstossen; sie waren zeitweilig durch Strassenbauten leidlich gut aufgeschlossen, sind aber gewöhnlich verschüttet.

Besser freigelegt sind die Werfener Schichten auf der westlichen Thalseite bei Hammerstiel und an der grauen Wand, welche Localitäten schon seit längerer Zeit als fossilreich bekannt sind. Mir liegen an Versteinerungen vor

aus den rothen Schiefern und gelben Sandsteinen:

Lingula tenuissima Bronn,
Myacites fassaënsis Wissm.,
Avicula inaequicostata Ben.,
Myophoria ovata Schauroth,
— *vulgaris* Bronn;

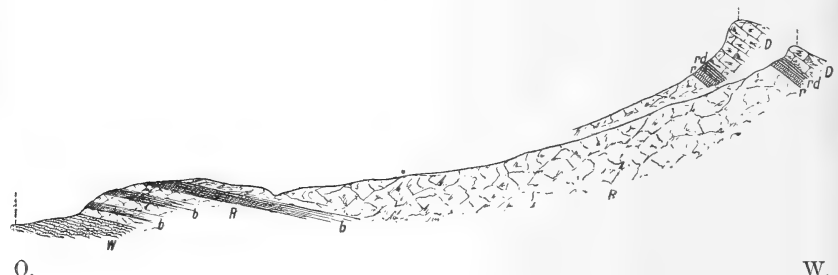
aus den kalkigen grünen und grauen Schiefern:

Naticella costata Münst.

Die rothen und gelben Sandsteine und Schiefer bilden den tieferen Theil der obersten Werfener Schichten, die kalkigeren grünen und grauen Schiefer liegen im Allgemeinen zu oberst und sind speciell als Schichten mit *Naticella costata* Münst. zu bezeichnen. Bei Hammerstiel ist ein Profil gegen den Untersberg hin sehr schön aufgeschlossen. Wenn man vom Gasthaus zur

Profil von Hammerstiel zum Untersberg.
1 : 50000.

Thal der Berchtesgadener Ache bei Hammerstiel. — am Leiterl 1738 m — Berchtesgadener Hochthron 1975 m



O. — W.

D = Dachsteinkalk.
rd = Raibler Dolomit.
r = *Cardita*-Oolith.
R = Ramsaudolomit mit
b = bunten Dolomitlagen im unteren Theil.
W = Obere Werfener Schichten.

Die Mächtigkeit der *Cardita*-Oolithe ist bedeutend übertrieben.

Almbachklamm den neuen Klamm- und Pionierweg verfolgt, so trifft man, kurz vor der Klamm, auf beiden Ufern gut aufgeschlossene, petrefactenreiche Werfener Schiefer, welche schwach bergwärts fallen; sie werden concordant durch einen hellen Dolomit überlagert, der im unteren Theile häufig bunt wird oder rothe Bänke aufweist. Ich habe diesen Dolomit, der die gesammte Trias zwischen den Raibler Schichten und dem Buntsandstein vertritt, schon in früheren Mittheilungen als Ramsaudolomit bezeichnet. Er ist hier im unteren Theile fossilleer; oberhalb der Klamm

jedoch zeigen sich vereinzelt oder häufiger Diploporen, welche vermuthlich zu *D. porosa* Schafh. gehören. Von der Theresienklause an sind die Aufschlüsse freilich nicht mehr so gut, wie im tieferen Theil, doch kommt man beim Abklettern der verschiedenen Gräben sofort zu der Ueberzeugung, dass keinerlei beträchtliche Störungen vorliegen. Fast bis zum Joch, dem sog. „Leiterl", bleibt man im Ramsaudolomit; genau an der Abzweigung des Weges zum Scheibenkaser trifft man eine wenige Meter mächtige Lage von *Cardita*-Oolithen, Pflanzen-führenden Sandsteinen, schwarzblauen Kalken mit Bivalven und Cidariten-Stacheln; darüber liegt noch einmal eine geringe Menge von Dolomit (ca. 50 m) und auf diesem, scharf geschieden, der Dachsteinkalk, in welchem ich ausser den bekannten grossen Megalodonten einen Arcestendurchschnitt auffand. Ich rechne den Dolomit, welcher zwischen den *Cardita*-Oolithen und dem Dachsteinkalk liegt, zu den Raibler Schichten, trotzdem ich bisher keine Fossilien darin gefunden habe; aber die Grenze gegen den Dachsteinkalk, welcher sicherlich dem Hauptdolomit Ober-Bayerns entspricht, ist so scharf, dass man den Dolomit kaum damit vereinigen kann, umsomehr als er durchaus keine Aehnlichkeit mit dem echten Hauptdolomit besitzt, sondern vielmehr in jeder Beziehung dem unter den *Cardita*-Oolithen liegenden Ramsaudolomit gleicht. Ausserdem sind die *Cardita*-Oolithe so ausserordentlich wenig mächtig, dass es sehr wahrscheinlich wird, dass die Raibler Schichten im oberen Theile als Dolomit ausgebildet sind. Die *Cardita*-Oolithe bilden ein ausserordentlich schmales Band, welches ich vom „Leiterl" bis zum Sandkaser verfolgen konnte, also an der ganzen Ostseite des Untersberges. Entdeckt wurden diese Raibler Schichten durch Bittner (1886). v. Gümbel hatte früher den Ramsaudolomit für Hauptdolomit gehalten; durch die Lage der Raibler Schichten wird es aber sicher, dass er theils die ladinische, theils die Virgloria-Stufe vertritt.

In der Nähe des „Leiterl" lässt eine kleine Verwerfung den südlichen Theil des Dachsteinkalkes gegen den nördlichen um ca. 100 m absinken; doch läuft die Verwerfung südlich von unserem Profil, so dass dieses durch sie nicht tangirt wird.

Südlich von unserem Profil liegt theils der Abhang von Obergern, theils die Knäufelspitze (1188 m); beide bestehen nur aus Ramsaudolomit, der hier bereits z. Th. fossilreicher ist. Ich fand an dem Südabhang der Knäufelspitze Diploporen, den Steinkern und Hohlraum einer *Koninckina* ohne Area, welches Stück leider beim Transport zerbrach; ferner Reste von Bivalven und Querschnitte von Arcesten; alle jedoch specifisch unbestimmbar.

Während die Ostseite des Untersberges verhältnissmässig wenig

gestört ist, zeigen sich an der Südseite, wo wir uns dem Berchtesgadener Einbruch nähern, verschiedene Verwerfungen. So ist südlich von Maria Gern der Ramsaudolomit über Aptychen-Schichten geschoben, welche als rothe, grüne und schwarze Mergel und Mergelkalke entwickelt sind. Sie enthalten viel Hornstein mit Einschlüssen von Radiolarien. Dieser Zug von Aptychen-Schichten setzt sich gegen SO. weiter fort und verschwindet dann. In seiner Fortsetzung findet man zahlreiche Blöcke von rothem Kalk, welche offenbar die verwitterte Oberfläche eines anstehenden Hierlatzkalkes darstellen; ich sammelte daraus *Terebratula punctata, Waldheimia mutabilis, Aegoceras* sp. div. Weiterhin stellen sich dann gegen das Riemerlehen hin graue Dachsteinkalke ein, welche ebenfalls nur als Blöcke aufgeschlossen sind. Offenbar haben wir es hier jedoch mit einem Jurazug zu thun, dessen höhere Glieder gegen SO. verschwinden, weil sie im Ganzen nach NW. einfallen; der Zug ist von Ramsaudolomit überschoben. Am Etzerschlössl sind ausser jener Ueberschiebung jedenfalls noch viele kleine Sprünge vorhanden, die sich jedoch der starken Bedeckung wegen nicht weiter verfolgen lassen.

Das Thal der Gern entspricht in seiner Längsrichtung ebenfalls einer Verwerfung, da bei Maria Gern sowie bei Hintergern der Ramsaudolomit der Knäufelspitze an Werfener Schichten abstösst. Die Aufschlüsse sind allerdings nicht in jedem Jahre gleich gut, doch habe ich bisher das Vorhandensein von Werfener Schiefern immerhin an vier Stellen beobachten können. Der südlichste Theil dieser Werfener Schichten stösst an den vorher erwähnten Aptychen-Schichten ab, so dass offenbar die Gernverwerfung die ältere Ueberschiebung durchsetzt. Diese Ueberschiebung hat wohl in Hinsicht auf die Erklärung der tektonischen Verhältnisse des Salzbergwerks eine gewisse Wichtigkeit. Nicht unerwähnt soll bleiben, dass an der Südostseite der Knäufelspitze in einem Graben Werfener Schichten aufgeschlossen sind, welche über die oben erwähnten Dachstein-Liaskalke hinweggeschoben sein müssen.

Damit haben wir den Einbruchskessel von Berchtesgaden erreicht. Leider ist hier der starken Schuttbedeckung wegen eine genaue Feststellung der Tektonik nicht möglich. Bevor wir jedoch diesen Einbruch besprechen, wollen wir zur Beschreibung der Ramsau übergehen.

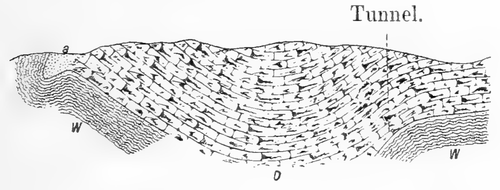
Im Eingang dieses Thales treffen wir an der Strasse einen schlecht aufgeschlossenen schwarzen Dolomit. Er nähert sich im Aussehen sehr dem Reichenhaller Kalk, welcher in dieser Gegend selbst häufig als schwarzer Dolomit ausgebildet ist. Auf der Nordseite sind in geringer Entfernung von dem Dolomit Werfener

Schichten aufgeschlossen und zwar von der Gmundbrücke bis Ilsank, was man besonders gut bei Begehung der Sooleleitung beobachten kann. Wahrscheinlich setzen diese Werfener Schichten das ganze Plateau des Boschbergs zusammen, doch verhindert eine mächtige Schuttbedeckung genauere Beobachtungen. In der Höhe finden wir am Sillberg einen weissen, *Lithodendron* führenden Kalk, den v. GÜMBEL für Wettersteinkalk hielt. Mir ist es jedoch wahrscheinlicher, dass wir es mit Dachsteinkalk zu thun haben, da gleich darauf am Söldenköpfl Ramsaudolomit folgt, der hier überall die ladinische Stufe vertritt. Der Dachsteinkalk des Sillberges, an den sich nördlich Ramsaudolomit anschliesst, ist eine gesunkene Scholle, welche vielleicht dem Berchtesgadener Einbruch ihr Vorhandensein verdankt.

Auf der Südseite des Thales, gegen die Schönau hin, treten Gyps und Salz führende Werfener Schiefer zu Tage, doch ist der Zusammenhang mit den Hauptmassen nicht aufgeschlossen.

Schreiten wir in der Thalsohle fort, so treffen wir in der Nähe von Ilsank gut aufgeschlossene, rothe Werfener Schiefer. Sie sind stark zerknickt und führen schlecht erhaltene Myaciten. Die Grenze gegen die überlagernden Schichten ist nicht genau zu beobachten, doch steigt man von Ilsank gegen den Todtenmann hin stets im weissen Ramsaudolomit auf. Weiter gegen SW. führt die neue Strasse „Preissei Klamm" in der Thalsohle durch einen Tunnel hindurch, wo durch Sprengungen schöne und instructive Aufschlüsse geschaffen wurden. Hart vor dem Tunnel (siehe Prof. 2) neigen sich die Werfener Schiefer nach S. (Str. ca.

2. Profil an der neuen Ramsauer Strasse, gegenüber Röst.



a = Alluviaum.
D = Ramsaudolomit (schwarz, oben grau).
W = Werfener Schichten.

N. 60° W., Fallen 40° S. wechselt stark); darauf legt sich nun ein grauer bis schwarzer, oft luckiger Dolomit, welcher N. 60° W. streicht und zuerst nach Süden einfällt. In der Klamm ist durch die Sprengung eine Mulde aufgeschlossen, deren Axe jedoch nicht horizontal liegt; die Umbiegung ist deutlich sichtbar, trotzdem

an einigen Stellen die Bankung im Dolomit nicht sehr deutlich ausgeprägt erscheint. Kurz hinter dem Tunnel fällt der Dolomit bereits mit 30° gegen Norden ein. Gegenüber dem Bauernhof Röst taucht unter dem Dolomit wieder der Buntsandstein in Gestalt von Werfener Schiefern auf. Herr Prof. ROTHPLETZ fand darin eine mit Fossilien bedeckte Platte, auf welcher sich *Hinnites comptus* GOLDF., *Pecten*[1] *(Avicula) venetianus* HAU., sowie mehrere Myophorien, Gervillien etc. erkennen liessen; ich selbst sammelte *Myophoria ovata* SCHAUR. und *Myacites fassaënsis* WISSM. Interessant ist das Vorkommen von *Pecten venetianus*, der bisher wohl aus den Nordalpen nur von wenigen Stellen bekannt ist.[2])

Steigt man nun von der hier beschriebenen Stelle aufwärts gegen die Sooleleitung, so bleibt man bis zum Rücken des Todtenmann-Gebirges im Ramsaudolomit, der bereits dicht oberhalb der alten Strasse vollkommen hell und sehr splittrig wird.

Gegenüber der Wimbachklamm verschiebt ein Querbruch die ganze Schichtenserie, denn bis zur Sooleleitung trifft man plötzlich nur noch Buntsandstein, auf welchem in ziemlicher Höhe, nämlich fast genau an der Linie der Sooleleitung, der Ramsaudolomit auflagert. Hier sind auch theilweise wieder die oberen Lagen der Werfener Schichten gut aufgeschlossen, auf die wir bei der Besprechung des nächsten Profils zurückkommen werden.

Zwischen der Wimbachklamm und der Kirche des Dorfes Ramsau bietet die Thalsohle nur mangelhafte Aufschlüsse, erst bei der Kirche giebt ein Graben, welcher von Schwarzeck herunterkommt, ein ununterbrochenes Profil.

Zu unterst finden wir hier röthliche Werfener Schiefer, in denen *Lingula tenuissima* vorkommt; etwas höher schieben sich graue, grünliche und röthliche mergelige Kalke ein, in denen ich nicht selten *Myacites fassaënsis* beobachtete. Dasselbe Fossil finden wir auch neben unbestimmbaren Gervillien in den auf den Kalkbänken liegenden rothen, sandigen und glimmerhaltigen Schiefern, die bis nahe unter den Weiler Schwarzeck anhalten. Sie bilden dort den Untergrund einer grossen Wiesenfläche und sind an vielen Orten aufgeschlossen. Ueber diesen Schiefern treffen wir nun einen Complex von Kalken und Mergeln, welche fast überall *Naticella costata* MÜNST. enthalten. Etwas westlich von Schwarzeck besteht diese Schicht meistens aus grünlichen Mer-

---

[1]) Ich schliesse mich hinsichtlich der Gattungsbestimmung hier an FRECH an. Siehe dessen „Karnische Alpen", 1893—94, p. 393.

[2]) BITTNER, Die geologischen Verhältnisse von Herrnstein in Nieder-Oesterreich, 1882, p. 34, citirt Jugendexemplare dieser Art, stellt aber die Bestimmung als nicht ganz sicher hin.

3. Profil von Ramsau nach Schwarzeck.

1 : 25000.

Ramsau. Sooleleitung. Schwarzeck.

D
W3
W1
W2

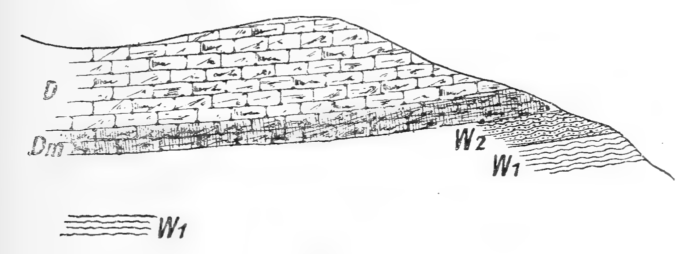
D = splittriger, heller und grauer Dolomit.

W_3 = graue und blaue Kalke und grünlich graue Mergel mit *Natic. costata.*

W_2 = graue, grünliche und röthliche Kalke mit *Myac. fassaënsis.*

W_1 = röthliche Werfener Schiefer mit *Ling. tenuissima* und *Myac. fassaënsis.*

4. Profil durch den Antenbichl.



Pesselhäusel.

D = heller und grauer Dolomit und Kalk mit *Omph. irritata*		Ramsaudolomit.
Dm = bunter und heller, zuweilen sandiger Dolomit		
W_2 = graue und grüne, oft kalkige Werfener Sch. mit *Natic. costata*		Werfener Schichten.
W_1 = rothe und graue Werfener Sch. mit *Myac. fassaënsis*		

geln, welche nicht selten *Myophoria costata* Zenk. führen; zu oberst findet sich fast stets eine Gastropoden-Bank, in der *Naticella costata* gesteinsbildend auftritt. Gegen Osten sind ferner

graue und blaue, feste Kalke mit *Myacites fassaënsis* und *Natica (?) gregaria* eingelagert. Zusammen mit diesen Kalken kommen aber auch gelbliche und rothe, sandige, glimmerhaltige Schiefer vor mit *Modiola, Myophoria costata* und *Myacites fassaënsis;* schliesslich ist noch das Vorhandensein von schwarzen Crinoidenkalken und wenig mächtigen, gelben Rauhwacken zu erwähnen.

Im Ganzen fanden sich an der Sooleleitung, welche auf einer grösseren Strecke auf den Schichten mit *Naticella costata* entlang führt, folgende Fossilien:

Naticella costata Mstr.
Natica (?) gregaria Schloth.
Myophoria costata Zenk.
Myacites fassaënsis Wissm.
Gervillia mytiloides Schloth.
Entrochus sp.
Pentacrinus sp.

Ueber den Schichten mit *Naticella costata* findet sich, an allen Stellen concordant auflagernd, ein heller, zuweilen grauer, splittriger, meist schön geschichteter Dolomit, der an manchen Orten auch sehr brecciös wird und nur selten Diploporen und unbestimmbare Arcesten- und Bivalven-Reste enthält. Er nimmt das ganze Plateau des Todtenmann-Gebirges ein, wird aber im benachbarten Lattengebirge von Dachsteinkalk überlagert. Die oben dargestellte Schichtenfolge: Buntsandstein — Ramsaudolomit lässt sich von dem Lahnthal (gegenüber dem Wimbachthal) bis zur Einsenkung am Taubensee (Lattenbach) verfolgen.

Die Besprechung der Lattengebirges, über das ich im Ganzen wenig zu sagen habe, schliesse ich an die Darstellung der geologischen Verhältnisse um Reichenhall an. Am Westufer des Lattenbachs, da wo die alte Strasse zum Hintersee die Ramsauer Ache überschreitet, gewinnen wir nun ein neues und zwar sehr wichtiges Profil (Profil 4). Wir finden hier zu unterst wieder röthliche und graue Werfener Schiefer mit *Myacites fassaënsis;* darauf liegen intensiv grüne und graue Schiefer, welche in den oberen Lagen nicht sehr gut erhaltene Exemplare von *Naticella costata* führen. Hierauf folgen nach oben gelbe, weisse und rothe, sandige Dolomite, über welchen sich helle, feste, brecciöse Dolomite einstellen. Diese sind in den untersten Lagen oft buntfarbig und gehen nach oben in einen grauen, splitterigen Dolomit mit Kalkeinlagerungen über, ohne dass eine scharfe Grenze sichtbar wäre; ganz oben wird der Dolomit und Kalk schneeweiss, massig und ähnelt dann sehr dem Wettersteinkalk. In den grauen, splitterigen Kalken, welche dem Dolomit linsenförmig eingelagert sind, finden sich ziemlich häufig gut erhaltene, grosse Gastropoden etc.; ich sammelte folgende Fossilien:

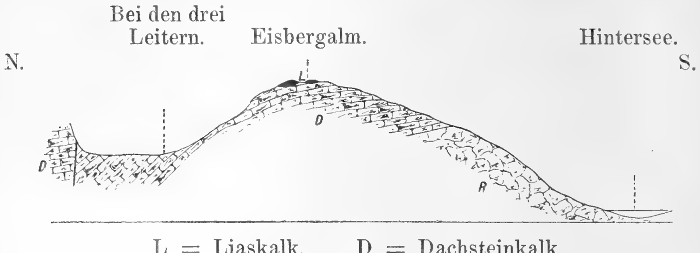
Omphaloptycha irritata Kittl (häufig).
— *Maironi* Stopp. sp. (seltener).
Coelostylina aff. *Escheri* Hörn. sp. „
— *crassa* Münst. sp. „
— aff. *Bachus* Kittl. (selten).
Neritaria comensis Hörn. sp. (sehr selten).
— *candida* Kittl „ „
Protonerita incisa Kittl. „ „
Diplopora porosa Schafh. (häufig).
— *herculea* Schafh. „

Ich habe an dieser Stelle, dem sog. Antenbichl, seitdem ich sie 1894 entdeckt hatte, verschiedene Male wieder gesammelt, so dass jetzt ein verhältnissmässig grosses Material vorliegt; doch konnten bisher nur einige Arten sicher bestimmt werden; im Allgemeinen ist zwar die Fauna sehr reich an Individuen, aber arm an Arten. Die Omphaloptychen und Coelostylinen herrschen vor; die Neritarien sind selten, erreichen aber zuweilen riesige Grösse, so fand ich vor Kurzem den Durchschnitt eines Exemplars, dessen letzter Umgang einen Durchmesser von 30 cm hatte. Alle genannten Arten sind aus dem Marmolata- resp. Esino-Kalk bekannt und beweisen also, dass der Ramsaudolomit thatsächlich zum grössten Theil in die ladinische Stufe gehört. Diese Localität hat ausserdem insofern grosse Wichtigkeit, als sie bisher die einzige geblieben ist, welche verhältnissmässig gut bestimmbare, beschalte Fossilien aus dem Ramsaudolomit geliefert hat, trotzdem dieser Faciesbezirk eine so grosse Ausdehnung besitzt. Die wenigen Versteinerungen, welche ich von anderen Orten aus dem Ramsaudolomit bekommen habe, waren mit Ausnahme der Diploporen meistens nicht einmal generisch bestimmbar.

Der Dolomit bildet das kleine Plateau von Brandl- und Zulehen, sowie die Gehänge des G'schosswaldes. Er wird scheinbar durch den Dachsteinkalk der Reuter Alm überlagert.

Die Scholle des Antenbichl wird von der Hauptmasse der Reuter-Alm durch eine Verwerfung getrennt. Schon beim Dorfe Ramsau ist gegen das Thal hin Ramsaudolomit dem Werfener Schiefer des Lattengebirges (Schwarzeck) discordant angelagert. Aufgeschlossen ist diese Masse an dem Hügel, auf welchem die Kirche am Kuntersweg steht. Die geologische Fortsetzung dieser Scholle bildet der Antenbichl, wenn man davon absieht, dass ein Querbruch, der vom Wachterl herüberstreicht, eine kleine Verschiebung und Hebung der südlicheren Partie bewirkt. Die Scholle zieht sich weit hinein bis gegen die Engeret; ihre höchste Erhebung treffen wir im Halskopf, doch ist gerade dort die Verwer-

5. Profil durch den östlichen Theil der Reuteralm.
Maassstab 1 : 50000.



L = Liaskalk. D = Dachsteinkalk.
R = Ramsaudolomit.

fung gegen die Hauptmasse der Reuteralm nicht gut erkennbar, insofern hier Ramsaudolomit an Ramsaudolomit abstösst. Die Lagerung in der Hauptmasse der Reuteralm scheint ganz normal zu sein. Begeht man z. B. das Profil durch den östlichsten Theil, d. h. vom Wachterl über die drei Leitern zur Eisbergalm bis zum Hintersee, so findet man, dass der Ramsaudolomit vom Hintersee bis zu einer Höhe von fast 1400 m hinaufreicht. Die vorher erwähnte Bruchlinie aber, welche vom Antenbichl zum Halskopf hinüberzieht, ist durch Schutt verdeckt, sie muss etwas oberhalb des Hintersee-Ufers verlaufen. Raibler Schichten habe ich auf dem Anstieg zur Eisbergalm bisher nicht gefunden, doch ist bei der starken Bedeckung ein Uebersehen nicht unmöglich, umsomehr als in der ganzen Gegend die *Cardita*-Oolithe selten mehr als einige Meter mächtig sind. Ueber dem Dolomit liegt concordant der Dachsteinkalk. Wahrscheinlich sind an der Eisbergalm Brüche vorhanden, da im Thale sich Liaseinlagerungen finden: rothe Crinoidenkalke mit Durchschnitten von Brachiopoden und seltenen Belemniten, während z. B. der Edelweisslahner Kopf (1954 m) noch zum allergrössten Theil aus Dachsteinkalk besteht.

Kehren wir nun zur Besprechung der geologischen Verhältnisse in der Tiefe des Ramsauthales zurück. Dass die Werfener Schichten am Dachsteinkalk und mittleren Lias abstossen, lässt sich dicht hinter der Kirche von Ramsau erkennen. Vor der neuen Brücke (Klausenbrücke), welche die Ache überschreitet, befindet sich der Dachsteinkalk auf der linken Seite des Thales, neben ihm die Werfener Schichten, welche einen grossen Theil des Abhanges gegen Mordau (am Lattengebirge) hin zusammensetzen. Der Dachsteinkalk tritt nun auf die andere Thalseite, wo er bis zum Hintersee an der neuen Strasse häufig durch Sprengungen aufgeschlossen ist. Man sieht hier deutlich, wie der mittlere Lias, welcher durch Harpoceraten, Aegoceraten und *Te-*

rebratula adnethensis Suess charakterisirt wird, taschenförmig in den Dachsteinkalk eingreift. Während der graue Dachsteinkalk von Megalodonten erfüllt ist, finden sich in dem dazwischen hineinragenden rothen Liaskalk nur Trümmer solcher Schalen, dagegen nicht selten mittelliasische Ammoniten. Aehnliche Verhältnisse zeigen sich auch an dem Jagdstieg von der Mitterkaser- zur Schärten-Alm am Steinberg (Ausläufer des Hochkalter), doch folgt hier über dem Lias nochmals Dachsteinkalk, was durch eine Ueberschiebung bedingt wird, welche der Ramsau-Ueberschiebung ziemlich parallel läuft. v. Gümbel [1]) schildert diese Verhältnisse im Allgemeinen sehr treffend mit folgenden Worten: „Dabei machen wir überall die Wahrnehmung, dass der Lias in seinen tiefsten Lagen mit dem ihm unterbreiteten Dachsteinkalk wie verwachsen erscheint, so dass man in vielen Fällen beide kaum von einander zu trennen im Stande ist, umsoweniger als der Lias nicht blos einfach in regelmässigen Lagen den Dachsteinkalk gleichförmig überdeckt, sondern oft auch in sackartigen Vertiefungen des letzteren eingesenkt vorkommt. Daher kommt es, dass wir an vielen Stellen Felsen und Bänke von Dachsteinkalk über die Lagen des benachbarten Liasgesteins aufragen sehen, während an anderen Stellen wohlgeschichtete Bänke des rothen Liaskalkes dem weissen Dachsteinkalk aufgesetzt sind Diesen auffallenden Erscheinungen liegen z. Th. örtliche Verrückungen und Zusammenbrüche, Senkungen und Rutschungen der von Spalten zerstückelten Gesteinsschichten zu Grunde, oft aber dürfte die Ablagerung des Lias ursprünglich auf unebenem, vertieftem und erhöhtem Boden des Dachsteinkalkes erfolgt sein. Für diese Art des Absatzes der tiefen Liasschichten spricht auch der Umstand, dass vielfach in deutlichen Spalten der Dachsteinkalk-Unterlage Liasgesteinsmasse nicht etwa erst nachträglich, sondern ursprünglich eingeschwemmt sich erweist und dass ferner auch stellenweise eine Art Oolithbildung stattgefunden hat, bei welcher glänzende, manganreiche Eisenoolithkörner theils im rothen Thon eingebettet, theils dem Kalk angeklebt oder in die Unterlage gleichsam eingebohrt sich zeigen. Auch die eigenthümliche Breccie, welche aus scharfkantigen, verschiedenfarbigen, bald intensiv rothen, bald schwarzen, bald gelben, bald weissen, durch Kalkspath oder rothen Mergel verkitteten und Crinoideen umschliessenden Trümmerstücken zusammengesetzt ist, spricht für einen bei der Entstehung der tiefsten Liasablagerungen stattgehabten Auswaschungs- und Zertrümmerungsprocess."

v. Gümbel scheint übrigens den Lias für Hierlatzkalk und

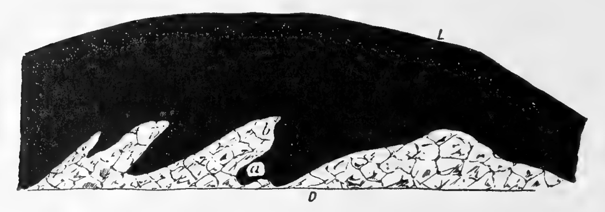
---

[1]) Geologie von Bayern, II, 1892, p. 223.

zwar für unteren Lias zu halten, was sicher unrichtig ist, denn das Gestein ist kein Crinoideenkalk, vielmehr wird der Lias hier durch dichte, rothe Kalke repräsentirt, in denen die Crinoiden-Stielglieder nur spärlich eingestreut vorkommen. Das Gestein gleicht auffallend gewissen Kalken der Kammerkehr, die aber wohl Niemand für Hierlatzfacies erklären wird. Ferner sprechen die vorkommenden Fossilien: Aegoceraten, zahlreiche Belemniten, sowie die Brachiopoden, unter diesen vor Allem *Terebratula adnethensis,* entschieden für mittleren, nicht aber für unteren Lias. In der Ramsau scheint der untere Lias zu fehlen, oder, wenn man will, nur negativ, durch Erosion repräsentirt zu sein. Aehnliche Verhältnisse beschreibt v. Krafft aus dem Hagengebirge, wo jedoch auch der untere Lias nicht selten vorhanden ist.

An der neuen Strasse nach Hintersee zeigen verschiedene Aufschlüsse das sackartige Eingreifen des Lias in den Dachsteinkalk sehr deutlich; einer der besten ist auf beigegebener Skizze

6. Aufschluss an der neuen Strasse von Ramsau nach Hintersee. (Nach einer Skizze des Autors.)



Sackförmiges Eingreifen des mittleren Lias (L) in Dachsteinkalk (D).

dargestellt. Vielleicht lassen sich einige der Taschen durch Brüche und Verrutschungen erklären, aber der grössere Theil weist jedenfalls auf Erosion des Dachsteinkalkes zur Liaszeit hin. Der graue Dachsteinkalk ist an solchen Stellen öfters ganz von Megalodonten-Schalen erfüllt, während sich im rothen Lias nur vereinzelt Trümmer davon finden, häufig dagegen Belemniten und Ammoniten. Da wo in dem beigegebenen Profil der Buchstabe a eingesetzt ist, fand ich ein *Aegoceras* und zahlreiche Crinoidenreste, während die Klippe b fast ganz aus Megalodonten-Schalen besteht. In dem grauen Dachsteinkalk, welcher zungenförmig in den rothen Kalk eingreift, finden sich niemals Belemniten und Aegoceraten. Sehr schön ist auch der dritte Aufschluss von Hintersee her, doch stossen hier nicht die typischen, thonigen,

rothen Kalke, sondern sehr wenig mächtige, blassrothe Crinoidenkalke an den grauen Kalk.

Ich habe im südwestlichen Theile der Ramsau, d. h. in der Gegend des Hintersees versucht, noch einige Profile an der Reuteralm zu begehen, doch sind die Aufschlüsse leider nicht sehr günstig. An einer einzigen Stelle, am Halskogl, konnte ich die Ueberlagerung der Werfener Schichten durch den Ramsaudolomit beobachten, der auch hier stellenweise Kalklinsen aufweist, so dass weitere Fossilfunde nicht unwahrscheinlich sind. Ferner liess sich beim Aufstieg zu den Mühlsturzhörnern über den Böslsteig erkennen, dass der Ramsaudolomit, welcher hier Diploporen führt, bis über die Halsgrube hinaufreicht und direct von Dachsteinkalk überlagert wird; Raibler Schichten konnte ich nicht entdecken. Sowohl im Dachsteinkalk wie im Ramsaudolomit zeigt sich Evinospongienstructur. Die Höhe der Reuteralm ist im Allgemeinen geologisch einförmig, man findet bis gegen den Reuter-Steinberg hin ziemlich horizontal liegenden Dachsteinkalk, dann fällt eine Scholle mit 45^0 gegen die Reutertrettalm ein. Am Weg von der Reutertrettalm nach Lofer zeigen sich graue bis gelbe, wenig mächtige, fossilleere Mergel; dann bleibt man im Dachsteinkalk bis zur Alpa Alpe, wo wahrscheinlich Einbrüche vorhanden sind, die ich jedoch bisher nicht genau untersuchen konnte. Es scheint auch Lias dort vorzukommen. An den Felsabstürzen der Drei Brüder hat eine Verwerfung den Ramsaudolomit in das Niveau des Dachsteinkalkes gebracht; der erstere enthält hier einige Diploporen.

Sehr auffallend sind in der Ramsau die riesigen Nagelfluhmassen. Sie finden sich bis zu einer Höhe von 300 m über der Thalsohle und bilden oft lange Felswände, so z. B. am Weg von der Ramsau auf das Watzmannhaus, am Kirchlein am Kuntersweg; an den Nordhängen des Hochkalters, in der Ramsau am Ausgang gegen Berchtesgaden u. s. w. Diese Nagelfluh ist so fest, dass man sie häufig zu Mühlsteinen verarbeitet. Sie setzt sich zum allergrössten Theil aus centralalpinen Geschieben wie Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, Gneiss etc. zusammen, doch ist es mir bisher nicht gelungen, gekritzte Geschiebe zu finden. Penck [1]) hat die Theorie aufgestellt, dass diese Conglomerate altes Salzachgeröll seien. Er nimmt an, dass vor der Diluvialzeit die Salzach bei Zell am See von ihrem heutigen Bett abbog und das Saalachthal bis Frohnwies verfolgte, um sich dann über den Pass am Hirschbichl in das Berchtesgadener Land zu ergiessen. Nun liegt

---

[1]) Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. deutsch. u. österr. Alpenvereins, 1885, p. 238 ff.

aber der Hirschbichl 600 m höher als das Saalachthal; Penck nimmt deshalb an, dass sich erst in jüngster Zeit die Erhebung des Hirschbichls vollzogen habe; er behauptet auch, dass der Hirschbichl eine gehobene Scholle darstelle. Diese Behauptung ist unbegründet; die Störungen am Hirschbichl stellen nur die Fortsetzung jener alten Ueberschiebungslinie dar, welche wir auf den vorhergehenden Seiten kennen gelernt haben. Die Thatsache, dass sich wie im Ramsauthal centralalpine Gerölle finden, ist ja gewiss merkwürdig, insofern zwischen dem Berchtesgadener Gebirge und den Centralalpen allerseits eine tiefe Einsenkung vorhanden ist, allein diese Thatsache erscheint schliesslich nicht räthselhafter als die, dass wir auch an anderer Stelle des Berchtesgadener Gebirges centralalpine Geschiebe antreffen. Alle diese Gerölle müssen wohl durch Gletscher transportirt worden sein, und es ist durchaus wahrscheinlich, dass der Saalachgletscher, der sich in dem engen Saalachthal aufstaute, entweder über den Hirschbichl oder über die Schwarzbachwacht einen Seitenzweig nach der Ramsau aussandte. Ich halte es für das wahrscheinlichste, dass der Pass an der Schwarzbachwacht den Weg jenes Gletschers darstellte, denn die Conglomerate fehlen im Hinterseethal und treten erst an der ganzen Abdachung vom Taubensee her bis zum Ausgang der Ramsau auf. Dass sich bisher keine gekritzten Geschiebe gefunden haben, hängt vielleicht damit zusammen, dass die Oberfläche der meisten jener Gerölle mit einer Sinterkruste bedeckt ist. (Uebrigens sind gekritzte Geschiebe selbst in den Tauern eine grosse Seltenheit.)

Die Gruppe des Hohen Göll (2519 m).

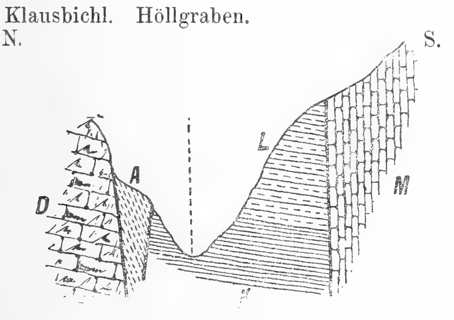
Da das angrenzende Halleiner Gebirge kürzlich durch Herrn Dr. Schlosser besprochen wurde, so kann ich es hier übergehen und mich sogleich zu dem nördlichsten hohen Felsklotz, dem Göll oder Göhl wenden.

Der Göll besteht, wie die Reuteralm, der Hauptsache nach aus einer riesigen Masse von Dachsteinkalk, welcher jedoch in eine Reihe von Kämmen zerlegt ist und kein einheitliches Plateau bildet, wie am Steinernen Meer oder an der Reuteralm.

Die Westabhänge des Göll haben einen ausserordentlich complicirten Aufbau, der um so schwerer zu enträthseln ist, als grosse Schottermengen und eine starke Humusdecke an vielen Stellen das Anstehende verdecken. Steigt man z. B. durch den Höllgraben gegen die Scharitzkehl auf, so trifft man am Ausgang des Thales sehr zerknickte Werfener Schiefer mit Gyps, dann zeigen sich dunkle Kalke, welche wohl entweder die oberen Wer-

fener Schiefer, d. h. den Horizont mit *Naticella costata*, oder auch die Reichenhaller Kalke vertreten. Da ich jedoch bisher keine Fossilien an der betreffenden Stelle gefunden habe, so konnte ich das Alter nicht sicher feststellen. Diese Kalke werden gegen SO. von liasischen Fleckenmergeln abgeschnitten; im Bach zeigen sich rothe, feste Kalke (Lias), welche dem Aussehen nach in den Jura gehören und gegen Osten an dem Dachsteinkalk abstossen, welcher einen Ausläufer des Göhlsteins bildet. Weiter aufwärts stossen im Bach als Fortsetzung der erwähnten Jurakalke Aptychen-Schichten am Dachsteinkalk des Göhlsteins ab. Wir haben also eine eingebrochene Jurascholle, welche östlich von Dachsteinkalk, nördlich von Werfener Schichten und vielleicht noch Muschelkalk begrenzt wird. Noch weiter oben, am Klausbichl, ist ein hübsches Profil aufgeschlossen. Am Klausbichl selbst, fast genau

7. Profil am Klausbichl.



A = Aptychen-Schichten. K = Koessener Schichten.
L = Fleckenmergel (Lias). D = Dachsteinkalk.
M = Muschelkalk.

nördlich vom Gehöft Dürreck, steht Dachsteinkalk an, der sich gegen die Scharitzkehlalm hinauf zieht und in einer prachtvoll aufgeschlossenen Verwerfungsfläche gegen den Höllgraben abbricht. Hier stossen Aptychen-Schichten an ihm ab, die aber nur geringe Mächtigkeit besitzen. Auf der anderen Seite grenzen sie an fast horizontal liegende, schwach nach Süden einfallende, schwarze Mergel, die auf beiden Seiten des Baches anstehen. In ihrem oberen Theile stellen sich graue Kalke ein mit Korallen und Lamellibranchiaten; unter diesen Fossilien liessen sich erkennen:

Avicula contorta Portl.	*Thecosmilia norica* Frech.
Pecten cf. *simplex* Winkl.	— *clathrata* Emmr.
Astraeomorpha crassisepta Reuss.	*Phyllocoenia decussata* Reuss.
	Montlivaultia norica Frech.

Ausserdem fand ich ein Schalenbruchstück, welches vermuthlich zu *Choristoceras* gehört.

Wir haben es offenbar mit echten Kössener Schichten zu thun, in welcher Deutung uns auch die Lagerung bestärkt, denn über den schwarzen Mergeln finden sich liasische Fleckenmergel. Die Kössener Schichten und Fleckenmergel sind gut aufgeschlossen; sie grenzen gegen Süden an steilstehenden, grauen bis schwärzlichen Dolomit. Die Verwerfungsfläche steht ziemlich genau senkrecht und ist nicht zu verkennen. Der Dolomit führt *Dadocrinus gracilis, Cassianella* cf. *Beyrichi* Bittn. und *Pecten* sp. Leider sind die Fossilien meistens nicht gut erhalten, immerhin erkennen wir, dass wir Trias, entweder Muschelkalk oder ladinische Stufe, vor uns haben.

Die hier geschilderte Stelle ist von einer gewissen Wichtigkeit, weil sie in der Literatur oft genannt wird wegen der „Zlambachschichten", welche hier vorkommen sollen. Man hat die Bedeutung der Zlambachschichen allmählich soweit hinaufgeschraubt, dass der Fernerstehende sie für ausserordentlich wichtige Schichten halten muss, während sie in Wirklichkeit fast gar keine Bedeutung für die Gliederung der alpinen Trias haben.

Was nun die oben beschriebene Localität, welche in der Literatur unter dem Namen „Scharitzkehlalm" bekannt geworden ist, angeht, so citirte zuerst v. Gümbel[1]) im Jahre 1861 von dort Muschelkalk mit *Ammonites ausseeanus*, eine Anzahl von Korallen und Cassianellen. Er hatte die Verwerfung zwischen dem Dolomit und den Kössener Schichten nicht beachtet, und da er seine Fossilien im Schutt gesammelt, wurden zwei Faunen vermischt. 1892[2]) erwähnt er die Schicht nochmals als graue Mergel und Kalke vom Typus der Zlambachschichten und des Muschelkalkes. Auf die von v. Gümbel gegebene erste Notiz hin citirte v. Mojsisovics von der Scharitzkehlalm „Zlambachschichten"; den gefundenen Ammoniten beschreibt er als *Arcestes acutegaleatus*, was vermuthlich eine Bestimmung nach dem Lager war. Nachdem ich im Mai und October 1894 die Localität untersucht und sowohl die Kössener Schichten wie den Muschelkalk gefunden hatte, machte ich Herrn Dr. Pompeckj, der gerade die Ammoniten des Rhät bearbeitete, auf den an der „Scharitzkehlalm" gefundenen Ammoniten aufmerksam, weil mir das Stück dem Gestein nach aus den Kössener Schichten zu sein schien. Herr Dr. Pompeckj bestimmte sodann das Fossil

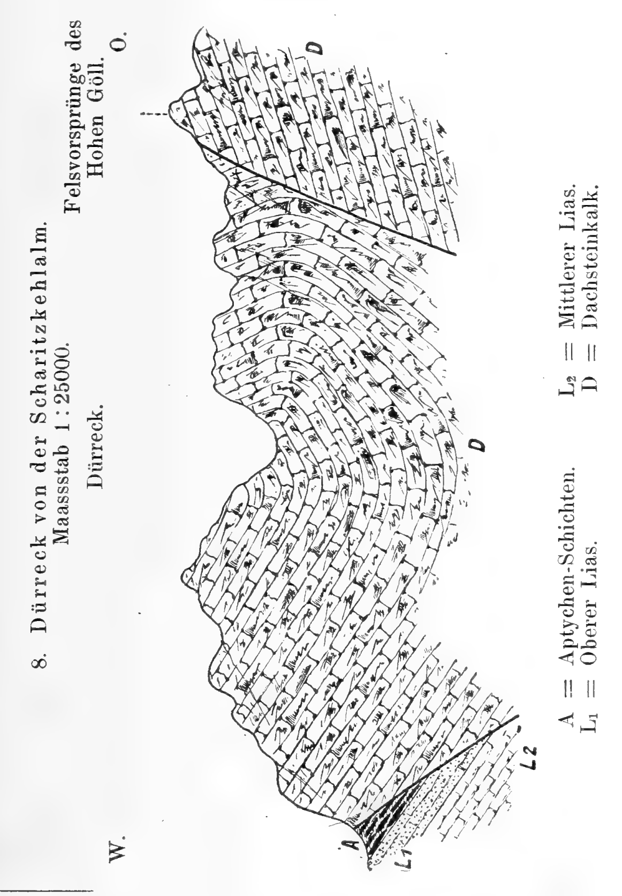
---

[1]) Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges, 1861, p. 197.

[2]) Geologie von Bayern, II, p. 235.

als *Arcestes rhaeticus* Clark und publicirte diese Bestimmung in seiner Arbeit „Ammoniten des Rhät“ [2]). Dies ist eine weitere Bestätigung unserer in obigem Profile dargestellten Anschauung; damit fallen also die Zlambachschichten mit der wunderlichen, aus Muschelkalk- und Rhät-Elementen zusammengesetzten Fauna weg, und es bleiben dafür an dieser Stelle Kössener Schichten und Muschelkalk übrig.

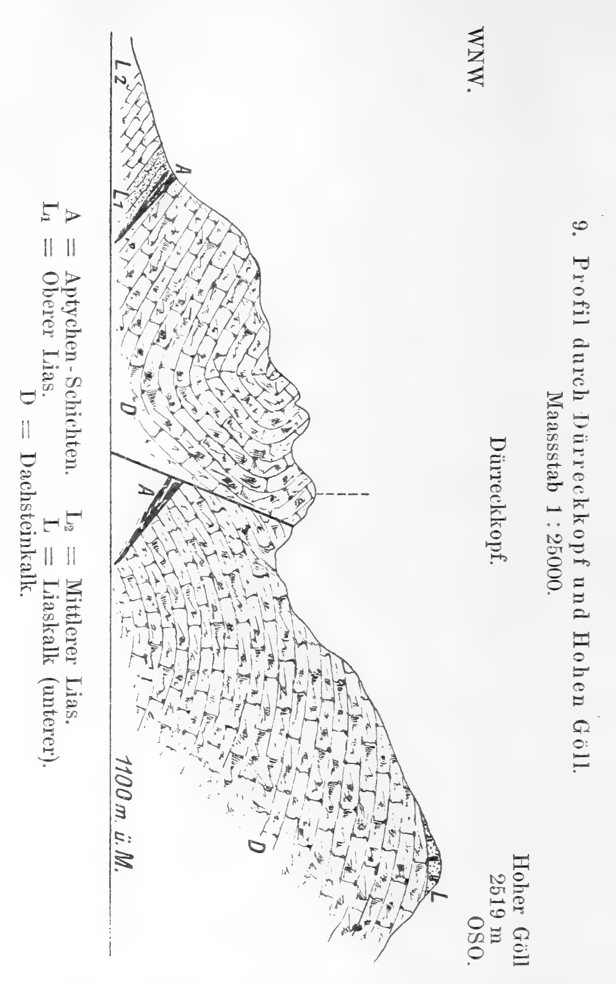
Wir gehen nun zur Besprechung eines Profils über, welches uns in die eigentliche Göllmasse hineinführt und uns zugleich zeigen wird, auf welchen Umstand z. Th. wohl die complicirten Verhältnisse am westlichen Göllabhang zurückzuführen sind.



8. Dürreck von der Scharitzkehlalm. Maassstab 1 : 25000.

A = Aptychen-Schichten. L₁ = Oberer Lias. L₂ = Mittlerer Lias. D = Dachsteinkalk.

[2]) N. Jahrb. f. Min., 1895, II.



9. Profil durch Dürreckkopf und Hohen Göll.
Maassstab 1 : 25000.

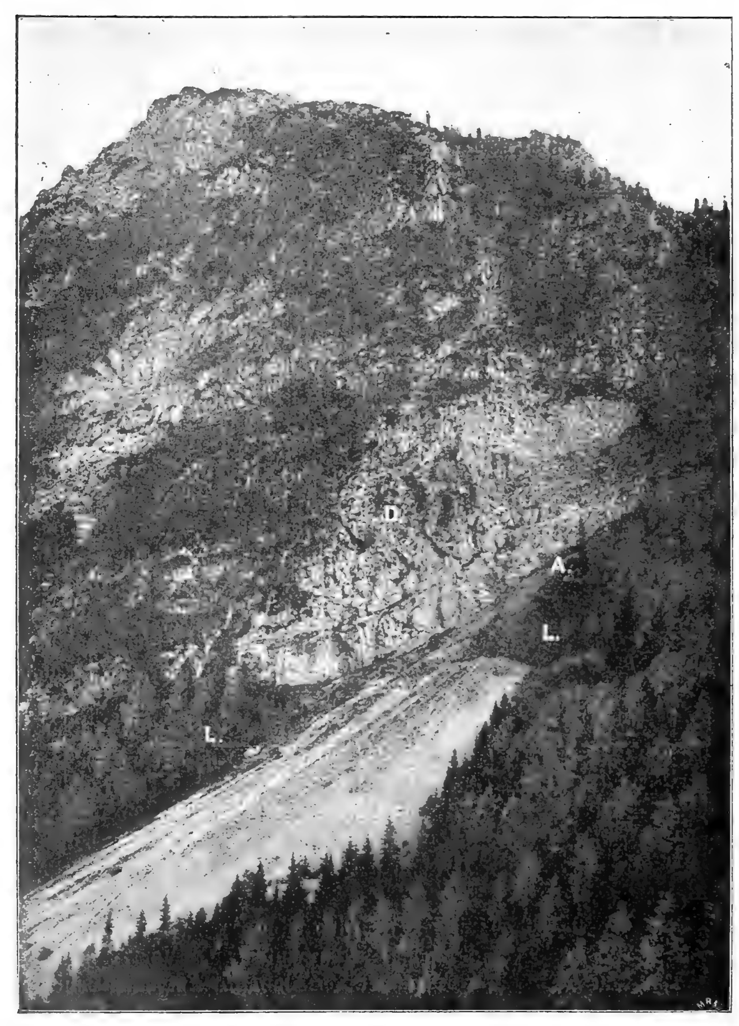
Wenn man vom Höllgraben auf die Scharitzkehlalm kommt, so fallen sofort die rothen Kalke, welche am Abhang des Dürreck oberhalb der zweiten Almhütte liegen, in die Augen. Ueber dickbankigen, rothen Kalken zeigt sich eine wenig mächtige, fein gebänderte Lage, über welcher (von der Scharitzkehl aus gesehen scheinbar concordant) die dickgebankten Massen des Dachsteinkalkes liegen. In den rothen Kalken fand bereits v. Schafhäutl Ammoniten des oberen Lias, darunter *Harpoceras bifrons* Brug. Er glaubte nun, was ihm nicht zu verübeln ist, dass der Dach-

steinkalk den Lias concordant überlagere und also weisser Jura sei. Dieses Profil gehörte zu seinen Hauptbeweisen dafür, dass der Wettersteinkalk als oberer Jura zu betrachten sei; denn damals unterschied er noch nicht zwischen Dachsteinkalk und Wettersteinkalk; dazu kam der Fund der angeblichen *Spiriferina Walcotti* (in Wirklichkeit *Sp. fragilis*) an der Zugspitze; man braucht also nicht gerade in eine so überaus grosse Entrüstung gegen v. SCHAFHÄUTL zu gerathen, weil dieser den Wettersteinkalk in den Jura versetzte. Jedenfalls ist seine Deutung des Göllprofils verständlicher, als diejenige v. GÜMBEL's [1], der einfach eine Ueberkippung annahm. Gegen eine solche spricht erstens der Umstand, dass der Dachsteinkalk im Dürreck eine Mulde bildet, und zwar eine Mulde mit sehr steilen Schenkeln — das steile Einfallen der Schenkel ist sehr merkwürdig, wenn man bedenkt, was für eine Kraft dazu gehörte, um den so ausserordentlich schwer biegsamen Dachsteinkalk in diese Gestalt zu bringen. Nach v. GÜMBEL's Erklärung müsste nun die Mulde ein überkippter und auf den Kopf gestellter Sattel sein, eine Annahme, welche mir physikalisch im höchsten Grade unwahrscheinlich vorkommt. Ein fernerer Grund, welcher gegen v. GÜMBEL's Deutung spricht, ist der, dass v. SCHAFHÄUTL bereits *Harpoceras bifrons* in den rothen Kalken fand, so dass der Dachsteinkalk hätte von oberem Lias direct überlagert werden müssen, wenn eine Ueberkippung vorhanden wäre. Ich kann jedoch auch direct beweisen, dass eine Ueberkippung nicht vorliegt, trotzdem das Fallen der Verwerfungsfläche von dem der Schichten fast gar nicht abweicht. Ueber dem oberen Lias liegen nämlich noch wenig mächtige, hornsteinführende Aptychen-Schichten und unter dem oberen Lias noch der mittlere mit *Harp. boscense, Terebr. adnethensis* und verschiedenen anderen Arten, was eine überkippte Lagerung des Jura ganz und gar ausschliesst. Die Ueberschiebungsfläche ist an verschiedenen Stellen gut aufgeschlossen, sie streicht N. 55° O. und fällt mit 45° nach Süden ein. Von der Scharitzkehlalm gesehen, erscheint sie viel weniger steil, doch lässt sich das wohl darauf zurückführen, dass man dort die Ueberschiebungsfläche schräg zum Streichen sieht, wodurch sie flacher erscheint, jedenfalls beträgt überall, wo man directe Messungen vornehmen kann, das Fallen 40—50° nach SO.

Diese Ueberschiebung ist jedoch nicht die einzige gewaltige Störung, welche wir in der Scharitzkehl antreffen. Vor Allem zeigen sich gleich östlich von der letzten Almhütte Aptychen-Schich-

[1]) Geogn. Beschr. bayr. Alpengeb., p. 461, t. 23, f. 174.
[2]) Geologie v. Bayern, II, 1892, p. 235.

ten in ziemlicher Mächtigkeit, deren Vorhandensein sich nur dadurch erklären lässt, dass man eine fast O-W. verlaufende Störung annimmt, welche die Felsen des Dürreck von der Thalsohle geologisch trennt. Eine parallele Verwerfung zieht sich offenbar auch zwischen Göhlstein und der Thalsohle entlang. Ferner



10. Ueberschiebung an der Scharitzkehlalm (vgl. Taf. XVIII).
A = Aptychen-Schichten. L = Lias. D = Dachsteinkalk.

beweist das unmotivirte Auftreten des Dachsteinkalkes und Muschelkalkes im Oberen Höllgraben, sowie das gedrehte Streichen an jener Stelle, dass ein fast SW. — NO. verlaufender Bruch diesen Theil von der eigentlichen Scharitzkehl abtrennt; wir werden diesen Bruch noch an einer anderen Stelle wieder finden.

Gehen wir in den östlichsten Theil der Scharitzkehl, in das sog. Endsthal, und klettern über die Schuttmassen und das Blockgewirr bis an die Felsen, so treffen wir dort nochmals die Aptychen-Schichten, über welche wiederum der Dachsteinkalk hinübergeschoben ist. Auch hier ist die Ueberschiebung ziemlich steil, aber nicht so gut aufgeschlossen, wie am Dürreck; der Jura ist hier scheinbar nur noch ganz wenig mächtig und wird in wenigen Jahrhunderten vielleicht ganz mit Schutt bedeckt sein; an den meisten Stellen ist er bereits nicht mehr sichtbar. Natürlich wäre es auch bei der schwächsten Neigung der Ueberschiebungsfläche unmöglich, dass hier 1 km weiter östlich der Jura nochmals auftauchte. Sieht man sich aber die Felswände an, so bemerkt man, dass östlich von der Mulde eine Verwerfung die Hauptmasse des Göll von dem Dürreck trennt. Diese Verwerfung durchsetzt also die Ueberschiebung, welche somit älter ist als die SW.—NO. verlaufende Verwerfung. An und für sich könnte diese Verwerfung sich schon bei Entstehung der Ueberschiebung gebildet haben, jedoch werden wir noch mancherlei Umstände kennen lernen, die es wahrscheinlich machen, dass die Ueberschiebung von einem ganzen System jüngerer Brüche durchsetzt wird.

Verfolgt man nun den westlichen Theil der Ueberschiebung, d. h. den, welchen wir am Dürreck kennen lernten, so kommen wir in das Alpelthal. Hier fehlen die Aptychen-Schichten an der Ueberschiebung; auch ist diese selbst keine einfache mehr, denn im Lias selbst zeigen sich noch kleine, parallele Ueberschiebungen, die „minor thrusts“ der schottischen Geologen. Steigt man im Alpelthal hinauf, so findet man, dass jene bedeutende Verwerfung, welche in der Scharitzkehl die Ueberschiebung im Endsthal wieder zu Tage bringt, auch im Alpelthal sich zeigt, ohne dass jedoch die Ueberschiebung ein zweites Mal sichtbar würde; die Verwerfung zeigt sich vielmehr bloss in der Verschiedenheit des Fallens und findet orographisch ihren Ausdruck in dem plötzlichen Auftreten steiler Wände, welche das Thal quer durchziehen.

Hat man das Alpelthal überschritten, so wird an dem Bergzug, der die Fortsetzung des Hohen Brett bildet, der obere Lias ziemlich mächtig, und über ihm trifft man einen kleinen Fetzen von Aptychen-Schichten. Der Lias enthält zahlreiche Ammoniten.

Hat man nun auch diesen Bergzug überquert, so kommt man nochmals in mächtige Aptychen - Schichten. Dieselben werden sicher durch einen ungefähr NW. — SO. verlaufenden Bruch von der Hauptmasse des Hohen Brett getrennt, welches zwar der Hauptsache nach aus Dachsteinkalk besteht, jedoch noch eine weitere Complication zeigt. Da nämlich das Krautkaser Thal ziemlich tief eingeschnitten ist, so kann der östlichere (gehobene) Theil der Ueberschiebung wieder zu Tage treten, also macht sich auch hier noch jener im Endsthal der Scharitzkehl beobachtete Bruch, der die Ueberschiebung durchsetzt, bemerkbar.

Bevor wir uns mit dem südlichsten Theil der Göllgruppe, dem Jaenner und dem Torrener Joch, beschäftigen, wollen wir noch einige Bemerkungen, welche sich auf die eigentliche Göllgruppe und den Westabhang beziehen, vorausschicken.

Vor Allem ist hier zu erwähnen, dass die Westseite der Göllgruppe mehrere interessante Fossilien geliefert hat. Im Dachsteinkalk des Göhlstein sowohl wie des Göll selber kommen verschiedentlich Orthoceraten- und Arcesten-Querschnitte vor, und im Alpelthal fand sich ein *Arcestes,* welcher vielleicht mit *Arcestes subumbilicatus* identisch ist. Am oberen Theil der Mandlköpfe, an den sog. Jagerwiesen, fand Herr Peter Ney aus Berchtesgaden ein Ammoniten-Bruchstück, welches sich als zu einem riesigen *Pinacoceras* gehörig herausstellte; ich selbst sah an einer in der Nähe gelegenen Stelle ein *Pinacoceras,* welches wohl ziemlich sicher mit *Pinacoceras Metternichi* ident ist, konnte es aber leider nicht aus der Wand herausschlagen. Die Göllmasse bildet einen riesigen, aber zerbrochenen Sattel. Während der nördliche Flügel, sowie die Umbiegung am Sattelfirst ganz vorhanden ist, ist der südliche Flügel durch eine Verwerfung abgeschnitten. Man sieht diesen Sattel sehr schön von den Mandlköpfen aus, wo auch im First des Sattels eine dünne, fast ganz aus Zweischalern bestehende Mergelbank aufgeschlossen ist. Es sind jene Kössener Schichten im Dachsteinkalk, welche Bittner bereits am Wilden Freithof entdeckte. Sie treten allenthalben an den Nordwänden der Mandlköpfe auf und lassen sich bis zum Wilden Freithof verfolgen. Sie bestehen aus gelben bis rothen und grauen, kalkigen, dünngebankten Mergeln und wechsellagern mit grauen *Lithodendron* - Kalken. Ueber ihnen finden sich wieder dickbankige Kalke, welche dem unteren Dachsteinkalk ähneln und mit Megalodonten nnd Lithodendren theilweise erfüllt sind. Diese Kalke entsprechen dem sog. Dachsteinkalk v. Gümbel's, dem „unteren Dachsteinkalk“ der Wiener Geologen; ich bezeichne ihn, um Missverständnissen vorzubeugen, als „rhätischen Kalk“ oder als „Kalkfacies der Kössener Schichten“.

Am Gipfel des Göll findet sich etwas rother Liaskalk, in dem ich einen Belemnitenrest beobachtete; die übrigen bei v. GÜMBEL verzeichneten Liasfetzen konnte ich nicht mit Sicherheit erkennen.

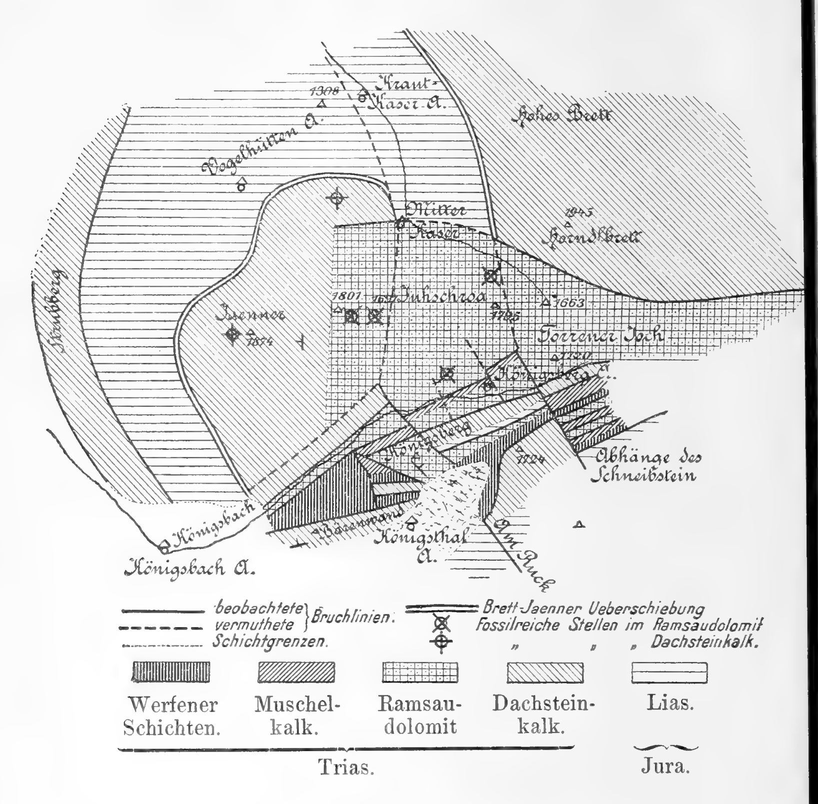
Wenn man sich hier in Gedanken das Profil, welches wir vom Hohen Brett bis zum Ende des Alpelthals beschrieben haben, verlängert und vervollständigt, so müsste bei Vorderbrand und zwar am Vorderbrandkopf der Dachsteinkalk auftreten. In Wirklichkeit findet sich jedoch am Vorder- und Hinterbrandkopf Ramsaudolomit mit Diploporen; hier macht sich also jene Verwerfung bemerklich, welche den Klausbichl von der Scharitzkehl geologisch abtrennt.

Wir wenden uns nun zur Besprechung des Jaenner. Hier sind die Verhältnisse derartig complicirt, dass ich darauf verzichte, Profile zu zeichnen, und anstatt dessen ein Kärtchen gebe, welches die Verhältnisse besser erläutern wird; immerhin ist es nicht ausgeschlossen, dass noch hin und wieder Einiges übersehen ist, was jedoch die tektonischen Schwierigkeiten sowie die Bedeckung mit Pflanzenwuchs, welche an manchen Stellen ausserordentlich hinderlich ist, erklären und entschuldigen werden. Wir wollen von Vorderbrand ausgehen. Hat man den Ramsaudolomit der Hinter-Brandkopfes überschritten, so gelangt man in Aptychen-Schichten, jenen schon erwähnten Zug, der den Krautkasergraben hinaufzieht. An der Brücke über den Krautkasergraben taucht plötzlich ein kleiner Fetzen Dachsteinkalk auf infolge einer Verwerfung, welche diesen Graben der Länge nach durchsetzt. Sobald man den Graben überschritten hat, trifft man auf dem Abhang des Jaenner wieder schlecht aufgeschlossene, stark überwachsene Juraschichten, welche vermuthlich den Aptychen-Schichten angehören. Erst ziemlich hoch oben finden sich einige bessere Aufschlüsse. Das Terrain ist mit Blöcken von Dachsteinkalk übersät, welche nicht selten *Halorella curvifrons* QUENST. enthalten. In der Nähe der Wände sind in den Aptychen-Schichten merkwürdige schwarze, manganreiche Schiefer eingelagert, wie sie auch an anderen Stellen in gleichalterigen Schichten vorkommen, z. B. in Gutrathberg bei Hallein. Diese Aptychen-Schichten sind von Dachsteinkalk überschoben; doch haben wir hier offenbar nur die Fortsetzung der am Göll constatirten Ueberschiebung vor uns. Schon BITTNER[1]) hat diese Ueberschiebung bemerkt, aber da sie ausserhalb seines Aufnahmegebietes liegt, nicht weiter verfolgt. Sie geht im Bogen in den Krautkasergraben hinein, wird aber dort von einer Verwerfung abgelöst, welche Juraschichten seitlich

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 235.

11. Kärtchen, die tektonischen Verhältnisse am Torrener Joch zeigend.

Maassstab 1 : 37500.



in Contact mit dem Dachsteinkalk bringt. Diese bisher noch nicht genauer untersuchten Juraschichten bestehen z. Th. aus schwarzen Mergeln, rothen Crinoidenkalken und grauen, groben Sandsteinen, sowie grauen Kalken mit eingesprengten Kalkbrocken. In den rothen Kalken finden sich manchmal Belemniten. Ueber den Horizont kann ich freilich einstweilen noch nichts Genaueres aussagen, doch verdienen alle diese Juraschichten im Berchtesgadener Lande ein genaueres Studium. Der erwähnte Jura des oberen Krautkasergraben stösst auf der anderen Seite an dem Dachsteinkalk des Hohen Bretts ab und keilt am Mitterkaser aus. In der Nähe hört auch plötzlich der Dachsteinkalk des Jaenner auf, dagegen findet sich gegen Süden Ramsaudolomit, der aber theilweise ziemlich schlecht aufgeschlossen ist. Dieser Dolomit

setzt die die Mitterkaser-Alm begrenzenden Höhen mit Ausnahme des westlichen Jaennerzuges (Dachsteinkalk) und des Hohen Bretts (Dachsteinkalk) zusammen. Auf dem Rücken, über welchen der Weg zum Jaennergipfel empor führt, fand ich an vielen Stellen Fossilien, leider durchweg schlecht erhalten, d. h. Steinkerne oder Hohlräume. Ich will die Versteinerungen aufzählen, soweit sie sich einigermaassen bestimmen liessen. *Arcestes* sp., sehr häufig, dicke Arten; vielleicht befinden sich unter den Steinkernen auch Trachyceraten. Von Gastropoden finden sich *Turbo*-, *Eucyclus*- und *Eustylus*-ähnliche Formen, von Bivalven *Avicula*, ? *Myoconcha* und *Cardita*, ähnlich der *C. crenata*. Die Brachiopoden sind anscheinend ziemlich artenreich, einige erinnern an *Terebratula cassiana* Bittn., andere an *Amphiclina amoena* Bittn., andere theils an *Retzia*, theils an *Spirigera quadriplecta* Münst., auch kommt eine stark berippte *Spiriferina* vor. Recht häufig sind Crinoideen-Reste, doch machen sie sich fast immer nur als späthige Bruchstücke bemerkbar, sonst liegt nur ein einziger *Cidaris*-Stachel vor. Hierzu kommen noch *Diplopora herculea* Stopp. und *Dipl. porosa* Schafh. (aus einer Kalklinse).

Die Diploporen liessen sich sicher bestimmen. Im Uebrigen erinnert die Fauna eher an Cassianer- und Raibler- als an die Marmolata- und Esino-Fauna, doch dürfte sie doch wohl eher dieser letzteren dem Alter nach entsprechen. Am Jaennerwege findet sich ferner ein kleiner Hügel, welcher offenbar nur aus tabulaten Korallen besteht; leider sind nur Hohlräume und Steinkerne vorhanden, welche sich nicht generisch bestimmen lassen. Dass sich hier, wie überall im versteinerungsführenden Ramsaudolomit, Evinospongienstructur zeigt, braucht wohl nicht weiter hervorgehoben zu werden. Ich habe solche auch im Dachsteinkalk, ja sogar im oberen Jura beobachtet; im süditalienischen Hauptdolomit ist sie ebenfalls nicht selten.

Dieser Ramsaudolomit reicht beinahe bis zum eigentlichen Jaennerkopf; erst kurz vor dem letzten Anstieg tritt Dachsteinkalk auf. Die Grenze ist ziemlich scharf; sie wird durch gelbe, luckige Kalke bezeichnet; Raibler Mergel oder Oolithe sind sicherlich nicht vorhanden. Sie geht ziemlich genau nordsüdlich, das Streichen ist dasselbe, soweit man es sehen kann; die Schichten scheinen senkrecht zu stehen. Im Allgemeinen ist kaum Bankung sichtbar, doch beobachtete Bittner am Jaennergipfel, dass die Bank mit Halorellen senkrecht steht und nordsüdlich streicht. Ausser der von hier schon lange bekannten *Halorella amphitoma (pedata)* enthält dieses Gestein noch *Rhynchonella Kastneri* Bittn., *Pecten* aff. *acuteauritus* Schafh., denen ich noch *Monotis* cf. *salinaria* beifügen kann.

Der Kalk des Jaennergipfels wurde von v. Gümbel für Wettersteinkalk, der Ramsaudolomit für Hauptdolomit gehalten, und zwar bestimmte ihn hierzu offenbar das Vorkommen der Halorellen, die sonst nur aus Hallstätter Kalken bekannt waren, welch' letztere aber für gleichalterig mit Wettersteinkalk galten. Jetzt hat sich nun allerdings umgekehrt der Ramsaudolomit als das Aeltere, der vermeintliche Wettersteinkalk aber als Dachsteinkalk und somit als das Jüngere erwiesen.

Vom Jaenner abwärts steht bis zur Königsbergalm nur Ramsaudolomit an, der in der Nähe der Alpe etwas kalkig wird. Früher wurde er hier auf Gelbbleierz abgebaut. In den noch gut erhaltenen Stollen konnte ich constatiren, dass der Ramsaudolomit mit jenem des über Tag anstehenden Königsbergzuges direct verbunden ist.

Zu dieser Untersuchung veranlasste mich der Umstand, dass östlich vom alten Knappenhaus, der heutigen Königsbergalmhütte, ein schmaler Streifen Muschelkalk auftritt, der von einer fast nordsüd-streichenden Verwerfung abgeschnitten wird. Die Verwerfung geht hart an der Almhütte vorüber. Dieser kurze Muschelkalkzug wird auch im Osten von einer Verwerfung abgeschnitten. Diese ist eine der wenigen Stellen, wo wir im Gebiete von Berchtesgaden den Muschelkalk in oberbayrischer Facies antreffen; er besteht aus schwarzen, dickbankigen Kalken, welche Hornstein führen; an Fossilien fand ich nur unbestimmbare Brachiopoden-Querschnitte und hübsche Stielglieder von *Encrinus* cf. *liliiformis*. Der Muschelkalk wird nach NO. hin zweimal durch Querverwerfungen um ca. 10 m nach Norden verschoben, dann aber oberhalb der letzten Almhütte vor dem Torrener Joch durch Ramsaudolomit im Streichen ganz abgeschnitten. Betrachten wir nun zuerst die Verhältnisse westlich und südwestlich von der Königsbergalm. Geht man den Weg gegen die Königsbachalm hinab, so überschreitet man bald einen schlecht aufgeschlossenen, schmalen Muschelkalkzug, um sodann bei einer Quelle in Werfener Schiefer zu gelangen. Dieser zieht hinunter bis zur Königsbachalm; nach Norden gegen den Königsbach hin wird nahe am Weg der Werfener Schiefer durch einen schmalen Zug von Ramsaudolomit abgeschnitten, an welchen sich im Bach noch weiter nördlich Dachsteinkalk anlegt. Letzterer stösst in seinem oberen Theile am Ramsaudolomit des Jaenner ab, weiter unten lässt er sich vom Dachsteinkalkzug desselben Berges nicht trennen. Jedenfalls reichen die beiden schmalen Züge von Ramsaudolomit und Dachsteinkalk bis zur Königsbachalm hinab und schneiden dort gegen N. am Jura des Jaenner ab, hingegen vereinigt sich der Dachsteinkalk mit dem des Strubbergzuges (siehe unten). Nach Westen

lässt sich die Grenze nicht bestimmen, da sie unter dem Schotter und Humus der Königsbachalm verschwinden.

Ueberschreiten wir nun den breiten Streifen Werfener Schiefer, den wir an der Quelle unterhalb der Königsbergalm constatirten, nach Süden, so zeigt sich, dass diese Schiefer an dem Dachsteinkalk der Bärenwand abstossen. Dieser Kalk streicht fast O—W. und fällt gegen Norden ein. Er verschmälert sich stark gegen die Königsthalalm hin, wo er unter dem Schutt verschwindet. An dem kleinen Joch zwischen Königsberg und Bärenwand wird der Werfener Schiefer im Streichen durch eine Reihe von Schichten abgeschnitten. Diese Schichten sind in Breite und Länge sehr wenig ausgedehnt, sie bilden einen Zwickel zwischen der Hauptmasse des Königsberges, der aus Ramsaudolomit besteht, und dem östlichen Ausläufer der Bärenwand. Im Süden legt sich an den Dachsteinkalk des Bärenwand-Ausläufers nach Norden zu ein ca. 5 m breiter Streifen Werfener Schiefer an, der gegen die Königsthalalm hin auskeilt; nördlich davon tritt ein Streifen Dachsteinkalk auf, der ebenfalls kaum die Breite von 5 m erreicht. Er zieht bis zur Königsthalalm. An ihn legt sich nach Norden wieder ein schmaler Streifen Werfener Schiefer, der gegen Osten am Ramsaudolomit des eigentlichen Königsberges abschneidet, nach Westen zu aber etwas breiter wird. Nach Norden folgt ein schwacher Streifen Muschelkalk, derselbe, den wir bereits an dem Weg Königsbergalm - Königsbachalm vor der Quelle constatirten. Auch dieser Muschelkalk wird vom Ramsaudolomit des Königsberges abgeschnitten. Dem Ramsaudolomit des Gipfels ist nach Norden ein schmaler Streifen Muschelkalk vorgelagert, der bei der oberen Hütte des unteren Königsbergkasers westlich durch Ramsaudolomit abgeschnitten wird. Die Ramsaudolomit-Masse des Königsberges ist in ihrer Längserstreckung nicht sehr ausgedehnt, sie streicht schräg über den Rücken hinüber (N. 60° W., Fallen nach Norden); der Muschelkalk im Norden ist aber jedenfalls durch eine Verwerfung von ihm getrennt, da das Streichen ein ganz verschiedenes ist. Ueberschreiten wir gegen Osten den Ramsaudolomit, so erkennen wir, dass eine ungefähr NW. — SO. verlaufende Bruchlinie mit ihm ein ganzes System von Schichten in Contact bringt. Am weitesten nach Norden hinaus finden wir am Abhang noch Ramsaudolomit, an welchen sich nach Süden Dachsteinkalk von verhältnissmässig grösserer Mächtigkeit anlegt. Weiter nach Süden findet sich ein schwacher Liaszug, wenn ich mich dieses Ausdrucks bedienen darf. Es sind rothe Crinoidenkalke, welche sich sackförmig in den Dachsteinkalk hineinlegen, so dass in Wirklichkeit die Grenze zwischen beiden Schichten complicirter ist, als ich sie auf der Karte dargestellt habe. Jeden-

falls wird dieser sehr schmale Liasstreifen im Süden von einem ganz schmalen Streifen Ramsaudolomit abgeschnitten; an letzteren legt sich wiederum ein ganz schmaler Streifen Muschelkalk (kaum 2—3 m), und auf diesen folgt ein höchstens 20 m breiter Streifen Werfener Schiefer, der sich gegen Westen hin etwas verbreitert. Nach Süden hin tritt wieder Dachsteinkalk auf, welcher den auffallenden, kleinen Felskopf östlich der Königsthalalm bildet. Er zieht sich hinunter bis zur Königsthalalm, auf deren Südseite er ebenfallt noch ansteht. Weiter nördlich legt sich daran Liaskalk, der den Felsrücken „Am Ruck“ bildet. Westlich finden sich, durch eine Bruchfläche getrennt, hornsteinreiche Schiefer und Kalke, die wohl dem Jura angehören mögen, wie denn überhaupt nach Süden das Gebiet der jüngeren Schichten folgt. Die Königsthalalm entspricht jedenfalls dem Umfang eines ehemaligen Sees, der durch die Barriere im Westen seinen Abfluss fand und allmählich von Osten und Süden her ausgefüllt wurde. Kehren wir nun zu dem Rücken des Königsberges zurück, so finden wir, dass östlich von der oben besprochenen Schichtenserie an einer Verwerfung die Ablagerungen des eigentlichen Torrener Joches nach Norden etwas verschoben sind. Dieser Verwerfung entspricht orographisch jene kleine Einsenkung, welche östlich von jenem oben bereits erwähnten, auffallenden Felskopf von Dachsteinkalk liegt. An dieser Einsenkung sind die Aufschlüsse nicht überall deutlich, doch genügen sie, um uns das Bild zu vervollständigen, welches wir am Königsbergrücken einerseits und am Rücken des Torrener Jochs andererseits gewinnen. Zwischen dieser Bruchlinie und dem Joch existirt keine weitere Querstörung von Bedeutung. Wenn wir diese Schichtenfolge von Süden her studiren, treffen wir zunächst den Lias des Schneibsteins, der geologisch dem Dachsteinkalk-Liaszug des „Ruck“ mit seiner nördlichen Vorlage entspricht. Nun folgt ein schmaler Streifen Werfener Schichten, auf der Ostseite des Jochs gut aufgeschlossen. Ich will gleich an dieser Stelle bemerken, dass fast alle Schichten am Joch nur wenige Meter mächtig sind, vor Allem die Werfener Schiefer. Auf die letzteren folgt ein schmaler Streifen Ramsaudolomit, an den sich ein Muschelkalkzug legt; auf diesen wieder Ramsaudolomit in geringer Mächtigkeit. Alle diese Züge sind auf der Ostseite und auf der Höhe aufgeschlossen; dagegen findet man den nun folgenden Zug von Werfener Schiefern, der verhältnissmässig breit wird, nur auf der Westseite einigermaassen deutlich aufgeschlossen. Man erkennt die Werfener Schiefer gewöhnlich schon an dem eigenthümlichen frischen Grün der Wiesen, doch sind Aufschlüsse stets spärlich. Schichtung ist nur selten erkennbar, weshalb sich auch nicht entscheiden lässt, ob diese

Werfener Schichten den nördlich davon liegenden, breiten Muschelkalkzug (schwarze Kalke mit Hornstein-Ausscheidungen) normal unterlagern; vermuthlich ist jedoch eine Verwerfung vorhanden, wie überhaupt am Torrener Joch so ziemlich alle Schichten discordant an einander stossen. Es folgt nun ein Zug Dachsteinkalk und auf diesen der Ramsaudolomit des Joches, der mit dem des Juhschroa, — der Rücken zwischen Mitterkaser und Königsberg — zusammenhängt. Ob diese Dolomitmasse nicht noch weiter durch Längsbrüche zerbrochen ist, lässt sich bei dem Mangel an Schichtung nicht erkennen. Jedenfalls gehört das hier geschilderte Gebiet zu den complicirtesten in den Alpen. Der nördliche Ramsaudolomit-Zug stösst am Dachsteinkalk des Hohen Bretts ab und zieht sich nach Osten hinab gegen Golling zu; er lagert im Blüntauthal dem Dachsteinkalk des östlichen Göll-Ausläufers an. Ich habe jedoch nicht mit Sicherheit constatiren können, ob nicht im östlichsten Theil des Göllzuges der Dachsteinkalk direct von Ramsaudolomit unterlagert wird, Raibler Schichten sind nicht vorhanden; am Hohen Brett ist aber jedenfalls der Ramsaudolomit durch eine Verwerfung vom Dachsteinkalk getrennt, wie man deutlich in dem kleinen Thal zwischen Juhschroa und Brett sieht. Bittner scheint anzunehmen, dass auch im östlichen Theil keine concordante Unterlagerung des Dachsteinkalkes durch Ramsaudolomit statthat.

Der Dachsteinkalk des Hohen Bretts hat insofern grosse Wichtigkeit erlangt, als Bittner[1]) hier eine merkwürdige Fauna entdeckte. Zu den von ihm namhaft gemachten Arten kann ich noch mehrere andere hinzufügen — mit einem * bezeichnet —, so dass bis jetzt hier nachgewiesen sind:

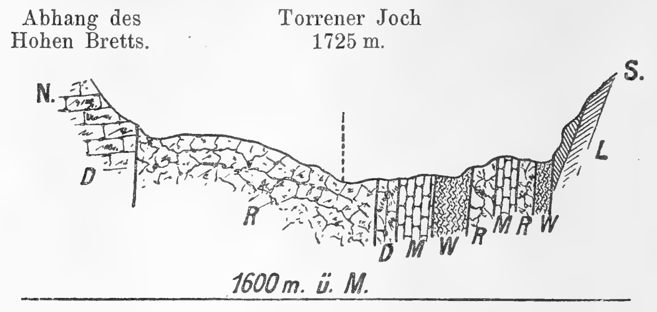
Arcestes cf. *subumbilicatus* Bronn.
Rhacophyllites aff. *neojurensis* Qu.
* *Placites* cf. *myophorus* Mojs.
— *(Pinacoceras)* aff. *respondens* Hau.
* *Natica* aff. *Klipsteini* Hörn.
* *Anadontophora* ex aff. *rectae* Gümb.[2])
Halobia sp.
* *Monotis salinaria* Bronn.
* *Lima* sp.
* *Pecten* n. sp.
Rhynchonella torrenensis Bittn.
Halorella curvifrons Qu.
— *rectifrons* Bittn.
— *amphitoma* Bronn.
* *Spiriferina* cf. *Suessi* Emmr.
Lithodendron.

---

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 365.

[2]) Sehr ähnlich, wenn nicht identisch mit der Art vom Rappoltstein und dem Berchtesgadener Versuchsstollen.

12. Querprofil durch die Schichten am Torrener Joch.
Maassstab 1 : 12500.



L = Liaskalk. R = Ramsaudolomit.
D = Dachsteinkalk. M = Muschelkalk.
W = Werfener Schiefer.

Die von Bittner genannten Arten konnte ich hier ebenfalls constatiren. Leider fand ich *Monotis salinaria* nicht anstehend, sondern nur im Gehängeschutt, doch tritt sie offenbar auch hier gesteinsbildend auf. Sie stammt aus einem gelbröthlichen Gestein; die Arcesten finden sich gewöhnlich in bunten und röthlichweissen Kalken und zwar fast immer zwischen *Lithodendron*-Stöcken; die Brachiopoden, sowie *Halobia, Pecten, Natica* und *Placites* in einem grauschwarzen, die *Anadontophora, Lima* und *Spiriferina* in einem hellen, bräunlich grauen Kalk, der noch weitere, leider unbestimmbare Bivalvenreste einschliesst.

Ich habe versucht, an den Wänden des Hohen Bretts diese verschiedenen Kalke zu unterscheiden, kam jedoch zu dem Resultat, dass sie keine constanten Horizonte bilden. Ueber den Werth der gefundenen Fossilien als Beweis für die Gleichalterigkeit von Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk hat sich Bittner an verschiedenen Stellen, so vor Allem 1884, 1892 etc. so ausführlich ausgesprochen, dass ich mich einer weiteren Auseinandersetzung enthalten kann.

Wir wollen nun vorerst kurz auch noch die Westseite des Jaenner betrachten, eine ausführlichere Besprechung der tektonischen Verhältnisse dieser Gegend soll in dem Capitel über die Entstehung des Königsees gegeben werden. Die Dachsteinkalkmasse des Jaenner ist über eine Masse von hornsteinreichen, dunklen, jurassischen Mergeln und Kalken nach Westen hinübergeschoben, die mit Mergeln und Kalken vom Ruck ident zu sein scheinen. Sie haben vermuthlich oberjurassisches oder tithonisches Alter. Diese Schichten setzen die Wiesen am Westabhang des Jaenner zusammen, sind aber nur selten gut aufgeschlossen,

so z. B. an dem Weg, welcher von Vorderbrand direct zur Königsbachalm hinüberführt. Westlich von den Juraschichten findet sich ein abgesunkener Dachsteinzug, den ich als Strubkopfzug bezeichne; er zieht von der Königsbachalm bis zum Krautkasergraben. Damit beginnt das Gebiet der gegen den Königsee hin abgesunkenen Schollen [1]), das später genauer dargestellt werden soll.

Nachdem wir somit die Süd- und Westseite der Göllgruppe geschildert haben, bleibt uns nur noch übrig, einen Blick auf die Nord- und Ostseite zu werfen. Die Ostseite ist geologisch ohne Interesse, da dort nur Dachsteinkalk aufgeschlossen ist. Auch über die Nordseite ist nicht viel zu sagen, da sie bereits von Bittner untersucht und beschrieben wurde. Wir finden hier, dass im Schwarzbachthal und an dem Rücken zwischen Dürrfeuchten und Loer Jura und Kreidemergel flach nach Süden fallend liegen, am Ecker First aber streichen diese Schichten N. 55^0 O. und fallen mit 45^0 nach Norden ein. Die Lagerung ist ziemlich verwirrt, was wohl z. Th. darauf zurückgeführt werden darf, dass der Dachsteinkalk auf die Jura-Kreideschichten hinaufgeschoben wurde. Z. Th. scheint der Dachsteinkalk auch unter die Juraschichten einzuschiessen und zwar, wie Bittner [2]) bereits bemerkt, unter plötzlicher, scharfer Knickung, senkrechter Aufrichtung bis Ueberkippung.

Am Osthang der Eckerfirst gegen den Wilden Freithof hin finden sich, wie ebenfalls Bittner bereits entdeckt hat, Kössener Mergel in den obersten Theil des Dachsteinkalkes eingelagert. Westlich vom Eckerfirst sind die Aufschlüsse noch schlechter

[1]) In einem Aufsatze „Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse des Lias in den östlichen bayerischen Kalkalpen“ (Verh. k. k. geol. R.-A., 1885), sowie in der Arbeit „Ueber die Lagerungsverältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee“ (Jahrb. k. k. geol. R.-A.) giebt Geyer an (1885, p. 297; 1886, p. 273), dass der Bruch am Torrener Joch sich gabele, dass der eine Ast dort in den des Eisthales übergehe, der andere in den, welcher den Klingerkopf (Grünstein) vom Herrenrointplateau trennt, verlaufe. Beides ist unrichtig, wie aus meiner Kartenskizze hervorgeht. Erstens sind nicht bloss zwei einfache Brüche vorhanden, sondern ein ganzes System, und zweitens geht der nördliche Hauptbruch weder in den des Klingerkopfes, noch in den des Torrener Joches über, sondern kreuzt beide; drittens geht der südliche Hauptbruch viel zu weit nördlich, als dass er in's Eisthal einmünden könnte. Dass die beiden Brüche sich bei Weissbach am Hirschbühlpass vereinigen sollten, ist blosse Speculation, umsomehr als der Klingerkopfbruch mit der Ramsauspalte gar nichts zu thun hat.

[2]) Aus dem Halleiner Gebirge. Verh. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 235 ff.

als auf der Ostseite, doch wird es immerhin sehr wahrscheinlich, dass der Dachsteinkalk hier steil über die grauen Mergelkalke des oberen Jura hinaufgeschoben ist. Man kann dies besonders schön von den Nordabhängen der Mandlköpfe aus beobachten, wo die Schichten des Dachsteinkalkes und des Jura scheinbar gleichsinnig einfallen. Der Jura ist an der ganzen Nordseite des Göll zu beobachten; er setzt auch die einzelnen Klippen am Klingereck zusammen, umzieht überhaupt den Göhlstein auf der Nordseite bis Vordereck und auf der Westseite bis in den Landler Wald. Gegen das Thal der Berchtesgadener Ache hin stellen sich Züge älterer Gesteine ein, welche im folgenden Capitel besprochen werden sollen.

Das Berchtesgadener Einbruchsgebiet.

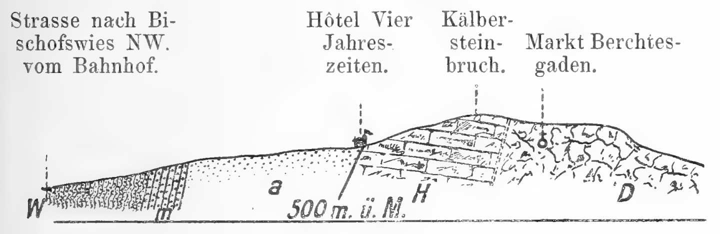
Nachdem wir nunmehr das Thal der Berchtesgadener Ache, die Göllgruppe und die Ramsau kennen gelernt haben, wollen wir das Einbruchsgebiet von Berchtesgaden selber betrachten. Ich bezeichne mit diesem Namen jene etwa 6 km lange und 3 km breite Niederung, welche vom Untersberg, Sillberg, den Nordausläufern des Watzmann und dem Nordwestfuss des Göll begrenzt wird. Dass dieser Kessel nicht durch Erosion, sei es durch die des Wassers oder die des Eises, gebildet worden ist, wird jeder Geologe sofort erkennen.

Wir beginnen mit der Betrachtung der Hügel, auf und an welchen der Markt Berchtesgaden liegt. Es sind dies der Lockstein (681 m) und der Kälberstein (778 m), an den sich nach Westen der ungefähr gleich hohe Baderlehen Kopf anschliesst.

Der Kälberstein ist seit langer Zeit als Fundplatz von Hallstätter Fossilien, vor Allem der *Monotis salinaria* Br. bekannt geworden. Er besteht, soweit die Aufschlüsse reichen, aus rothem und weissem Kalk; der letztere ist, wie immer beim Hallstätter Kalk dieser Gegend, ausserordentlich fossilarm, der erstere führt unbestimmbare Arcesten, selten Brachiopoden, Krystalle von Muriacit und sehr häufig schön erhaltene *Monotis salinaria* Br. Diese Art findet man hauptsächlich in einer dünnen Bank des rothen Kalkes, welche ganz und gar aus diesen Schalen besteht. Geht man von den Kälbersteinbrüchen nach Osten, so gelangt man bald in echten Dachsteinkalk, an dem die Sooleleitung entlang führt. Er fällt mit Steilwänden gegen den Markt Berchtesgaden ab. Dieser Dachsteinkalk enthält Megalodonten und geht, soweit die Aufschlüsse eine Beobachtung zulassen, in den Hallstätter Kalk des Kälbersteins über. (?) Noch weiter nordöstlich liegt der Lockstein, welcher ebenfalls aus Dachsteinkalk besteht. Wir haben also hier eine Masse, welche dem Unters-

berg gegenüber als abgesunkene Scholle aufzufassen ist. Der Hallstätter Kalk des Kälbersteins zieht sich hinab bis zur Saline, wo er in einer Wand gegen Südwesten abbricht. Es wäre nun wünschenswerth, ein Profil zu erlangen, welches eine

13. Profil durch den Kälberstein bei Berchtesgaden.
Maassstab 1 : 12500.



a = Schutt und Humus. H = Hallstätter Kalk.
D = Dachsteinkalk. m = Reichenhaller Dolomit.
W = Werfener Schichten.

Verbindung mit den Schichten am Bahnhof und nordwestlich davon wahrzunehmen ermöglichte. Nordwestlich vom Bahnhof stehen an der Strasse und im Bett der Ramsauer resp. Bischofswieser Ache Werfener Schichten an und zwar die oberen, grünlich röthlichen Ablagerungen mit *Naticella costata;* sie reichen bis nahe an den Bahnhof; dort schliessen sich concordant schwarze Dolomite an, welche wir als Reichenhaller Dolomit erkennen. Bis hierher ist die Lagerung einfach und normal; nun folgt jedoch eine Decke von Conglomeraten und Humus, welche jedenfalls eine ziemlich grosse Mächtigkeit hat und das Anstehende vollkommen bedeckt. Erst auf der Linie von der Saline zum Hôtel Vier Jahreszeiten zeigt sich wieder anstehendes Gestein, der oben erwähnte Hallstätter Kalk, welcher hier eine Verwerfungswand bildet. Die Lücke, welche an dieser Stelle existirt, hat sich bisher nicht ausfüllen lassen und wird auch kaum jemals ausgefüllt werden, da Bohrungen und Abgrabungen eine ausserordentliche Mächtigkeit des Conglomerates ergeben haben.

Aus den weissgrauen Hallstätter ?Kalken des Priestersteins, dem Felsen, auf welchem das alte Schloss steht, stammt das Original zu *Arpadites Lilli* Mojs.

Nordwestlich vom Kälberstein tritt im Thale und gegen den Baderleben Kopf hin Ramsaudolomit mit Diploporen auf. Er ist an der neuen Strasse Reichenhall - Berchtesgaden durch Sprengungen, z. B. in der Nähe des Neuwirth, gut aufgeschlossen. Von dem Hallstätter Kalk des Kälbersteins wird dieser Ramsau-

dolomit sicherlich durch eine Verwerfung getrennt, wie man deutlich am sog. Hermannsweg erkennt; diese Verwerfung markirt sich orographisch als Einsenkung zwischen Kälberstein und Baderlehenkopf. Eine weitere NNW. — SSO. verlaufende Verwerfung ist im Thale der Bischofswieser Achen zu constatiren, wo Werfener Schiefer am Ramsaudolomit abstossen. Der Ramsaudolomit des Baderlehenkopfes weist eine Erscheinung auf, welche ich sonst niemals am Dolomit beobachtet habe, nämlich schön ausgebildete Karrenfelder. Man sieht diese allerdings meistens mit einer dicken Moosdecke überzogenen Karrenfelder, wenn man vom Hermannsweg aus den schmalen Weg verfolgt, der gegenüber dem Steig zum Kälbersteinkopf abgeht, und dann da, wo der Weg seitlich ausbiegt, in der ursprünglichen Richtung pfadlos weitergeht. Der Dolomit ist hier schneeweiss, führt aber nur selten Spuren von Fossilien.

Im Süden treffen wir im Thal der Königseer Ache einzelne Aufschlüsse im Dachsteinkalk; nach v. Gümbel sollen auch Werfener Schiefer vorhanden sein. Am Hundskehl tritt der Dachsteinkalk sogar in ziemlicher Mächtigkeit auf, doch gehört er bereits zu dem gesunkenen Dachsteinkalkzug, der südlich vom Tithon an der Hohen Bahn liegt (siehe den Abschnitt über den Königsee). Alle diese Dachsteinkalkmassen sind gegenüber dem Ramsaudolomit des Grünsteins und des Brandkopfes stark gesenkt. Wenn der Buntsandstein an der Königseer Achen thatsächlich vorhanden ist, so zeigt dies mächtige Verwerfungen an, welche aus der Richtung des Königsees kommen.

Auf der Ostseite sind die Aufschlüsse im Allgemeinen recht schlecht, doch hat sich immerhin mancherlei constatiren lassen. Die Verhältnisse am Hundskehl werden, wie schon erwähnt, am besten im Anschluss an die Beschreibung der Königseeufer dargestellt, da diese erst den Schlüssel bieten. In dem Abschnitt über die Göllgruppe wurde gezeigt, dass die Dachsteinkalkmasse dieses Gebirges über Jura geschoben ist, dass aber westlich von dieser Ueberschiebung theils Jura, theils Triasschichten liegen, welche in sich stark zerstückelt sind. Verfolgt man den Weg vom Schifferleben nach Vorderbrand, so trifft man im unteren Theile des Höllgrabens zunächst Werfener Schiefer; etwas höher jedoch zeigen sich im Graben bereits Fleckenmergel auf dem linken Ufer, während weiter oben am rechten Ufer Dachsteinkalk mit Liaskalkbedeckung auftritt. Diese Aufschlüsse finden sich, wie hier nochmals hervorgehoben sei, nicht am gewöhnlichen Wege nach Vorderbrand, sondern im Höllgraben selbst. Am Wege nach Vorderbrand ist bis zur Villa Wahl kein Aufschluss im anstehenden Gestein vorhanden, doch finden sich in den Anlagen der Villa

kleine Fetzen von Liaskalk und nördlich davon ein Zug Dachsteinkalk, der sich bis gegen den Faselberg hin verfolgen lässt. Etwas anders sind die Verhältnisse weiter gegen Norden. Verfolgt man den Weg von der Saline zur Rossötz, so trifft man an der ersten Kehre bereits ziemlich mächtige Werfener Schiefer, höher oben einen schmalen Streifen Ramsaudolomit, der jedenfalls durch eine Verwerfung von den Werfener Schichten getrennt wird. Oestlich legt sich an den Ramsaudolomit ein etwas mächtigerer Streifen Dachsteinkalk, und noch weiter östlich folgt Werfener Schiefer. Alle diese Gesteinszüge lassen sich nach Norden weiter verfolgen; die östlichsten Werfener Schichten sind sogar ziemlich mächtig. In den Ramsaudolomit - Dachsteinkalkzug gehören auch die Felsen des Kalten Kellers; die Züge nähern sich dann dem Thalrande, so dass an der Vordereckstrasse, sowie am neuen Versuchsstollen der westlichste, der Thalsohle zunächst liegende Zug Werfener Schiefer sehr wenig mächtig ist. Leider sind die Aufschlüsse an der Vordereckstrasse recht mangelhaft, man erkennt nur in einzelnen Wasserrissen den rothen und blauen Schlamm, der sich aus den Werfener Schiefern gebildet hat. Einen besseren Aufschluss liefert der neue Versuchsstollen oberhalb der Schiessstätte. Er zeigt wiederum das bekannte Profil: Werfener Schiefer (sehr schwach), Ramsaudolomit (sehr schwach), hellgrünen bis grauen, dichten Kalk, der *Monotis salinaria* und *M. lineata* führt und sich dadurch als Hallstätter Kalk ausweist. Die Gesteinsausbildung ist keine gewöhnliche, vielmehr sieht der frische Kalk viel eher dem des oberen Jura ähnlich. Dieser Hallstätter Kalk entspricht dem Dachsteinkalk der vorher besprochenen Profile. Man hat im Versuchsstollen jetzt bereits fast 200 m Kalk durchfahren, vermuthlich wird man östlich von dem Kalk wieder in Werfener Schiefer kommen, die aber, soweit man nach den mangelhaften Aufschlüssen an der Oberfläche beurtheilen kann, zu den tieferen Werfener Schichten gehören, so dass es zum mindesten sehr zweifelhaft ist, ob man je auf Salzgebirge stossen wird; denn, soweit unsere Erfahrungen reichen, liegt das Salzgebirge stets in den oberen Theilen der Werfener Schiefer.

Herr Dr. SCHLOSSER[1]) hat über die Schichtenfolge in dem erwähnten Versuchsstollen eine kurze Notiz veröffentlicht. Neuerliche Funde ermöglichen eine Vervollständigung der angegebenen Fossilliste:

Nautilus cf. *halorius* MOJS.
Megaphyllites cf. *insectum* MOJS.
Placites myophorus MOJS.
Cladiscites sp.
Arcestes intuslabiatus MOJS.

[1]) Diese Zeitschr., L, 1897, p. 371.

Juvavites.
Tropites.
Anadontophora aff. *recta* GÜMB. sp.
Halobia salinaria MÜNST. sp.
— *lineata* HÖRN.
Pecten tenuicostatus HÖRN. [1])
Lima sp.
Ostrea? Terquemia?
Halorella amphitoma BRONN sp.
— *rectifrons* BITTN.?
Rhynchonella longicollis SUESS.

Wir gelangen nun zu dem Theil des Thales, an dem sich das Salzbergwerk befindet. In diesem sind nur wenige geologisch wichtige Aufschlüsse vorhanden; der grösste Theil der Schächte und Stollen befindet sich im Werfener Mergel und im Salzgebirge, der obere Theil im regenerirten Salzgebirge, der untere im ursprünglichen. Wichtig sind der Armannspergschachtricht, der Birkenfeldschachtricht, der Bayernschachtricht und der nördlich davon gelegene Versuchschacht im Kaiser Franz-Joseph Sinkwerk. Der Bayernschachtricht ist leider gänzlich aufgelassen und verfallen, so dass eine genaue Untersuchung der Lagerungsverhältnisse nicht mehr möglich ist. Jedenfalls befindet sich in diesem Schachtricht Liasfleckenmergel mitten im Salzgebirge; wir werden ähnliche Verhältnisse auch im Birkenfeldschachtricht antreffen. Aus dem Lias des Neuen Bayernschachtricht stammt *Ceratites pseudoeryx* MOJS., der nichts weiter als ein junges *Harpoceras* ist; v. MOJSISOVICS behauptet, er stamme aus den „Zlambachschichten“ des Bergwerks, solche Schichten giebt es aber bei Berchtesgaden nicht; mir scheint ohnehin der Name „Zlambachschichten“ in den meisten Fällen, wo v. MOJSISOVICS ihn gebraucht, nichts als eine Verlegenheits-Bezeichnung zu sein, denn er wendet ihn stets dann an, wo er das Alter der Schicht nicht bestimmt weiss. Mit den anderen Ammoniten-Bestimmungen v. MOJSISOVICS', soweit es sich um Vorkommnisse im Berchtesgadener Bergwerk handelt, steht es nicht besser. Aus dem Lias des „Neuen Bayern-Ankehrschachtrichtes“ stammt auch ein noch etwas schlechter erhaltenes *Harpoceras*. Zu dem von v. MOJSISOVICS als Trias-Ammonit beschriebenen *Margarites salinarius* GÜMB. sp. hat v. GÜMBEL selbst auf der Etiquette bereits bemerkt, dass die Art zwischen Arieten und Capricorniern stehe; es ist sicher ein Ariet aus dem Lias des Neuen Bayernschachtricht. Dieses Vorkommen des Lias im Salzbergwerke von Berch-

---

[1]) Nach Bestimmung Dr. BITTNER's. Statt *Anaplophora* muss nach COSSMANN der Name *Anadontophora* gebraucht werden. Die nämliche oder doch eine sehr nahe verwandte Art kommt auch in den Hallstätter Kalken vom Rappoltstein und im Dachsteinkalk der Wände des Hohen Bretts vor.

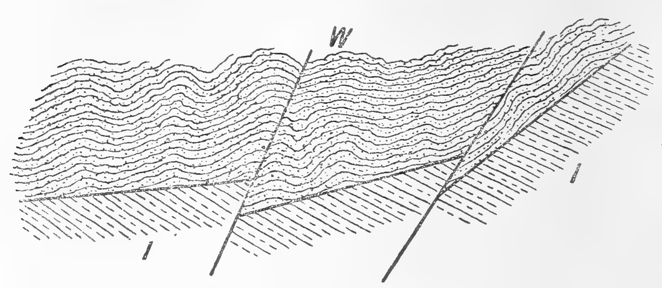
tesgaden, mitten im Buntsandstein, ist etwas sehr merkwürdiges, und v. Gümbel glaubte 1888 etwas ganz Neues zu sagen, als er das Vorkommen von Lias-Ammoniten im Bergwerk beschrieb; in Wirklichkeit war die Sache jedoch längst bekannt, da schon v. Schafhäutl[1]) im Jahre 1852 das Vorkommen von Liasfleckenmergeln angab und auch einen Ammoniten citirte, den er ganz richtig als *A. heterophyllus* bestimmt hatte, während v. Gümbel dasselbe Stück 1861 als *A. berchtesgadensis* Gümb. aufführte. Das betreffende Stück stammt aus dem Birkenfeldschachtricht. In diesem Schachtricht liegt südlich vom Salzgebirge echter liasischer Fleckenmergel (Str. N. 60° O., Fallen 35° S.), das Salzgebirge ist steil über ihn hinaufgeschoben. Die Anwesenheit von Lias wird hier auch durch das Vorkommen von *Posidonomya Bronni* bestätigt.

Eine weitere Stelle, wo Fetzen von Kalk und Dolomit im Salzgebirge auftauchen, findet sich im Grafen von Armannsperg-schachtricht. Derselbe durchörtert von Westen her Salzgebirge, Ramsaudolomit und Liasmergelkalke, allenfalls auch etwas Hallstätter Kalk, doch ist das Ganze stark verquetscht. Die Verwerfung verläuft fast genau N-S. Vielleicht entspricht dieses Profil dem oben beschriebenen des Schiessstätte-Versuchsstollen. v. Gümbel bezeichnet den Dolomit und Kalk im Armannsperg-schachtricht, ohne die beiden Gesteine zu trennen, als Mooslahner Kalk, eine Bezeichnung, die man heute wohl fallen lassen kann.

Noch ein dritter Aufschluss von Liasfleckenmergeln findet sich am Grunde des 145 m tiefen Versuchsschachtes, der vom Kaiser Franz-Joseph Sinkwerk aus abgeteuft ist und einen ungeheuren Salzstock durchfährt. Hier hat sich im Lias *Posidonomya Bronni* in zahllosen Exemplaren gefunden, ferner auch *Lytoceras cornucopiae* (nach einer Bestimmung des Herrn Geh. Rath v. Zittel) und ein Ammonit, welcher sehr an *Coeloceras commune* erinnert. Auch hier ist der Lias von Norden her durch Salzgebirge überschoben, doch scheint die Ueberschiebungsfläche bedeutend flacher einzufallen als im Birkenfeldschachtricht. In der umstehenden Figur habe ich versucht, die tektonischen Verhältnisse des nördlichen Theiles des Bergwerkes schematisirt darzustellen. Die Brüche habe ich eingezeichnet, weil das Streichen des Lias an den einzelnen Aufschlüssen verschieden ist (Versuchsschacht 145 m, Str. N. 15° W., F. 40° O.; Birkenfeldschachtricht Str. N. 60° O., F. 35° S.). Der Lias im Versuchsschacht des Franz-Joseph-Sinkwerkes liegt orographisch bedeutend tiefer als der im Bayern-

[1]) Geogn. Beschr. bayr. Alpengeb., p. 118.

14. Ideales Profil zur Erläuterung der Lagerungsverhältnisse im Salzbergwerk von Berchtesgaden.



l = liasische Fleckenmergel.
W = Werfener Schichten mit Salz und Gyps.

und im Birkenfeldschachtricht. Wir haben es hier offenbar mit einer gewaltigen Ueberschiebung zu thun, der Buntsandstein ist weit auf den Lias hinaufgeschoben, wobei der Complex durch verschiedene Verwerfungen zerstückelt wurde. Das Streichen der Ueberschiebungsfläche scheint fast SO.—NW. zu sein, soweit man es eben noch mit einiger Sicherheit constatiren kann. Diese Störung ist nicht nur auf die östliche Thalseite beschränkt, sondern setzt, allerdings durch einen quer dazu verlaufenden Bruch etwas verschoben oder gehoben, auf die westliche Seite hinüber. Wie ich schon in einem früheren Capitel erwähnte, sind nämlich der Ramsaudolomit und die Werfener Schiefer der Knäufelspitze über Dachsteinkalk, Lias und oberen Jura hinüber geschoben, welche südlich zwischen Etzer Schlössl und Riemerlehen vorlagern. Auch diese Ueberschiebung ist der Länge nach scheinbar nochmals zerbrochen, da die Werfener Schichten des Etzer Schlössl dem Jura der Gern anscheinend vorgelagert sind.

Auf die Bruchlinie, welche dem Laufe der Berchtesgadener Ache folgt, werde ich weiter unten noch zurückkommen, vorher wollen wir einen Blick auf die nördliche Umrandung des Einbruchsgebietes werfen. Zwischen dem Gernbach und dem Guggenbergköpfl treffen wir eine gesunkene Scholle, die zum grössten Theile aus Dachsteinkalk, gegen das Senkungsgebiet hin, theilweise aus mittlerem Lias in der Kalkfacies besteht; in diesem Lias fand ich einige Exemplare von *Terebratula cerasulum* Zitt. Die nächste, noch zum Untersberg gehörige, aber gegenüber dessen Hauptmasse bereits etwas gesenkte Scholle ist die der Rauhen Köpfe; sie besteht aus Ramsaudolomit mit concordant auflagerndem Dachsteinkalk. Gegen SW. ist dieser Scholle eine kleinere, noch weiter abgesunkene aus Dachsteinkalk, die sog. Kastensteiner

Wand, vorgelagert, so dass wir ein stufenweise erfolgendes Absinken gegen das Einbruchsgebiet hin verzeichnen können.

Bevor wir auf die Verwerfungen eingehen, welche das Gebiet durchsetzen, müssen wir uns noch mit einer Hypothese beschäftigen, welche Penck aufgestellt hat, um die Entstehung des Röst- oder, wie er heute gewöhnlich genannt wird, Aschauer Weihers zu erklären. Penck[1]) scheint nämlich anzunehmen, dass der Aschauer Weiher seinen Grund finde in der ehemaligen Vergletscherung des Landes; er zählt ihn wenigstens mit zahlreichen anderen Seen auf, von denen er glaubt, sie seien auf Gletscherwirkung zurückzuführen. Den Aschauer Weiher aber scheint Penck niemals gesehen zu haben, denn sonst würde er wissen, dass dieser kleine Teich künstlich aufgestaut ist, worüber man die Urkunden in der königlichen Saline einsehen kann.

Betrachten wir nun noch kurz die Störungslinien, welche das Einbruchsgebiet durchkreuzen. Die wichtigste ist diejenige, welche aus der Ramsau kommt. Soweit sie in diesem Thal verläuft, haben wir sie bereits kennen gelernt. Sie geht in nordöstlicher Richtung weiter zwischen Kälberstein und Göllgruppe, der Hallstätter- und Dachsteinkalk werden in das Niveau der Werfener Schiefer gebracht, dagegen die Gesteine der Knäufelspitze gegenüber denjenigen auf der anderen Thalseite gehoben. Die Fortsetzung dieser Linie ist im Halleiner Gebiet zu suchen. Parallel zu der Ramsaulinie verlaufen kleinere Verwerfungen an der Ostseite des Thales, welche ein treppenförmiges Absinken kleiner Schollen von Ramsaudolomit (Mausbichl) gegen das Thal hin veranlassen. Senkrecht zur Ramsaulinie steht die Verwerfung, welche den Lockstein vom Kälberstein trennt. Ebenfalls quer zur Ramsaulinie verläuft eine Verwerfung von grösserer Bedeutung, nämlich diejenige, welche von Hallthurm herüberkommt und später ungefähr dem Lauf der Bischofswieser Achen folgt. Diese Linie ist keine einfache, es scheinen vielmehr zahlreiche Einbrüche vorhanden zu sein. Wie verschieden die beiden Thalseiten von einander sind, wird sich bei der Besprechung des Lattengebirges zeigen. Die Senkung bei Hallthurm ist jedenfalls praeeocän, da das Eocän hier buchtartig in's Gebirge eindringt, ja vielleicht ist die Senkung sogar schon praesenon, wenigstens scheint das Vorhandensein der Nierenthalmergel im Nierenthalgraben hierfür zu sprechen. Diese jüngeren Schichten fehlen in den übrigen Theilen des Gebirges vollständig; sie finden sich sonst nur in der Randzone.

---

[1]) Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. d. deutschen u. österr. Alpenvereins, 1885, p. 249.

Schräg zur Ramsaulinie verläuft jene Störung, welche sich von der Königseesenkung nach Berchtesgaden hin verfolgen lässt. Sie vereinigt sich mit der Ramsaulinie; ihre südliche Fortsetzung werden wir in späteren Abschnitten besprechen. Auch zwischen dem Ramsaudolomit des Grünsteins und den Dachsteinkalkmassen von Unterstein etc. verläuft sicher eine Störungslinie, die aber durch Schuttmassen verdeckt ist, was auch für die übrigen, zweifellos ausserdem noch vorhandenen Verwerfungen der Einsenkung gilt.

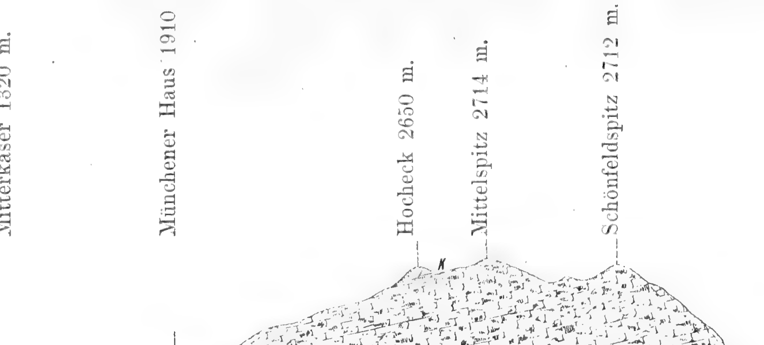
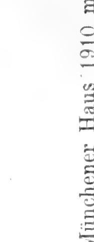
Die Watzmanngruppe und das Wimbachthal.

Der Watzmann, einer der imposantesten Gipfel in den Nordalpen, besteht zum grossen Theil aus Dachsteinkalk. Im Norden lagern dem Hauptmassiv der Grünstein (1304 m) und das Plateau der Herrenroint-Alm (ca. 1300 m) vor, zwischen welchen beiden Vorbergen jedenfalls eine Verwerfung verläuft. Der Grünstein besteht aus Ramsaudolomit, der zuweilen tiefschwarz wird und neben Arcesten-Durchschnitten zahlreiche schöne Diploporen (*D. porosa, D. herculea, D.* sp.) führt, darunter eine ausserordentlich grosse, bisher noch nicht bestimmte Art; das Herrenrointplateau besteht dagegen der Hauptmasse nach aus Dachsteinkalk, zuoberst aus Lias-Fleckenmergeln. An der Klingeralm, zwischen dem Grünstein und dem Herrenrointplateau gelegen, finden sich Werfener Schiefer, welche Gyps und Salz führen, aber stark überwachsen sind. Vielleicht unterlagern sie normal den Ramsaudolomit des Grünsteins, wie Diener anzunehmen scheint, doch halte ich es für wahrscheinlicher, dass die Werfener Schiefer gegenüber dem Dolomit des Grünsteins gehoben sind. Die Liasfleckenmergel (Str. N. 80° W., F. 45° N.) fallen scheinbar unter die Werfener Schiefer und sind jedenfalls von diesen überschoben. Das Plateau von Herrenroint und Kühroint besteht aus einer verhältnissmässig dünnen Decke von Liasmergeln, aus denen nur an seltenen Stellen der unterlagernde, auf der Königseeseite angeschnittene Dachsteinkalk auftaucht. Die Verwerfung, welche die Werfener Schiefer der Klingeralm von dem Lias der Herrenroint trennt, folgt dann dem Klingergraben. Andererseits werden Grünstein und Herrenrointplateau vom eigentlichen Watzmannmassiv durch einen Bruch getrennt, der ungefähr das Schapbachthal der Länge nach durchsetzt und nördlich der Aichenwände den Königsee erreicht.

Bevor wir zur Besprechung des Watzmann übergehen, muss ich bemerken, dass man bei der gewöhnlichen Besteigung vom Watzmannhaus zum Hocheck und Mittelspitz nicht viel erkennen kann; zum Mindesten sollte man die Tour über alle drei Gipfel

15. Profile durch die Watzmanngruppe.

Maassstab 1 : 100000.

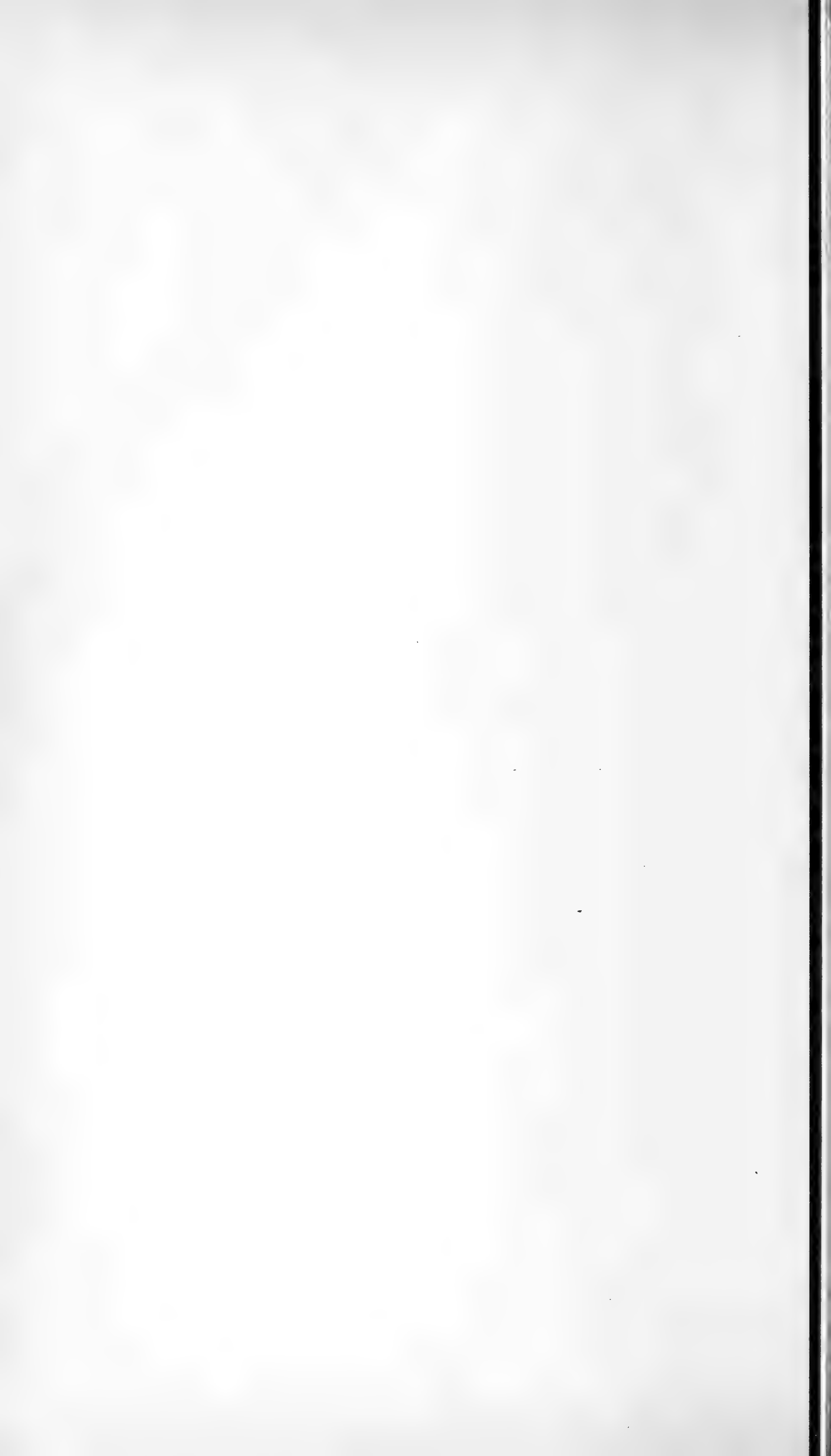





Für I 100 m üb. d. Meer; für II 500 m üb. d. Meer.

a = Schutt. l = Lias. K = Koessener Schichten. D = Dachsteinkalk. r = Raibler Mergel (Mächtigkeit bedeutend übertrieben).
R = Ramsaudolomit. W = Werfener Schichten (Gyps).

Das Niveau des Profils I ist um 400 m höher gelegt als das des Profils II.



machen, einmal von der Mittelspitze direct in's Wimbachthal hinunterklettern und ausserdem über den kleinen Watzmann nach Bartholomä hinabsteigen.

Die Thalsohle der Ramsau haben wir bereits kennen gelernt. Steigt man nun auf der Südseite ungefähr an der Einmündung der Wimbach auf dem gewöhnlichen Watzmannwege in die Höhe, so bleibt man zuerst in Werfener Schiefern (mit *Myoph. costata* Zenk.), über welchem sich aber bald Schutt einstellt. Erst in der Höhe von 850 m trifft man auf kurzer Strecke anstehendes Gestein und zwar Dachsteinkalk mit zahlreichen Megalodonten und Gastropoden. Dann aber taucht dieser unter Nagelfluh, welche theils aus grobem Kalkconglomerat, theils aber, und zwar kurz vor der Stubenalm fast blos aus Ramsaudolomit besteht, so dass man an einigen Stellen nicht sicher ist, ob man es mit Anstehendem oder mit Nagelfluh zu thun hat; doch tritt vermuthlich ganz in der Nähe der Dolomit wirklich zu Tage. Es fehlt nun an Aufschlüssen bis zum Mitterkaser, resp. zur Falzalm. Erst hier trifft man Dachsteinkalk oft mit rothen, mergeligen Einlagerungen nebst zahlreichen Megalodonten und Querschnitten von Gastropoden. In diesem Dachsteinkalk bleibt man nun auf der ganzen Kammwanderung. Nach v. Ammon soll der Kalk des Watzmanngipfels rhätisch sein, was möglich ist; die Lagerung würde damit übereinstimmen; doch scheint ein directer Beweis bisher nicht erbracht zu sein; in der Münchener Sammlung befinden sich kleine, bisher noch nicht bestimmbare Lamellibranchiaten vom Watzmanngipfel, und v. Ammon hat *Cerithium hypselocyclum* v. Amm. und *Nerita guttaeformis* v. Amm. von derselben Fundstelle citirt; auch liegt ein grosses Exemplar von *Trachydomia* im Münchener Museum; das ist unsere ganze paläontologische Kenntniss hierüber. Neuerdings ist es Herrn Prof. Rothpletz gelungen, an dem neuen Wege auf das Hocheck eine fossilreiche Bank zu entdecken, doch sind mir die betreffenden Stücke nicht zu Gesicht gekommen.

Eine scharfe Grenze gegen den tieferen Dachsteinkalk wird sich, wenn die oberen Schichten rhätisch sind, ebensowenig ziehen lassen, wie am Steinernen Meer. Fossilien sind in den tieferen Theilen des Dachsteinkalkes am Watzmann, wenn man von Megalodonten und Gastropoden-Querschnitten absieht, recht spärlich; Ich fand nur einmal eine Versteinerung beim Abstieg von der Mittelspitze in's Wimbachthal und zwar, als ich mich in einem Kamin verstiegen hatte; das Fossil war ein *Pinacoceras* von ca. $^1/_2$ m Durchmesser; es hinunter zu schaffen, war natürlich nicht möglich, um so mehr als es in einer riesigen Felsplatte sass. Ausserdem fand ich am Schönfeld einmal einen Arcesten-Quer-

schnitt im Gehängeschutt. Das *Pinacoceras* giebt wiederum einen Anhaltspunkt für das Altersverhältniss zwischen Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk; vermuthlich ist die Art sogar identisch mit *Pinacoceras Metternichi.*

Auf dem Profil habe ich zwischen Wimbachthal und Schapbachthal keine Brüche angegeben, trotzdem sicherlich kleine Verwerfungen vorhanden sind. Sie haben jedoch nur geringe Sprunghöhe und sind daher tektonisch kaum von Bedeutung. Auch lassen sich solche Brüche oft nur sehr schwer constatiren, besonders wenn sich das Fallen und Streichen wenig ändert und das Liegende nicht aufgeschlossen ist.

Auffallend sind im oberen Theile des Dachsteinkalkes am Watzmann die rothen und grünlich-gelblichen, flaserigen Mergeleinlagerungen, welche im Aussehen auffallend an Gesteine der Aptychen-Schichten des oberen Jura erinnern. Man trifft sie, wie gesagt, nur in den höheren Partien, so z. B. an dem Grat zwischen Mittelspitze und Schönfeldspitze. Rothe Kalkpartien sind im Dachsteinkalk nirgends selten; meistens treten sie als scharf umgrenzte Fetzen von unregelmässiger bis kugeliger Gestalt auf, so dass das Gestein zuweilen wie eine Breccie aussieht. Wir werden ähnliche Gesteine auch am Steinernen Meer kennen lernen.

Steigt man von der Schönfeldspitze gegen das Wimbachthal hinunter, so bleibt man lange im Dachsteinkalk, der constant nördlich fällt. Kurz vor dem Schönfeld, einer ehemaligen Alm, stellen sich plötzlich Dolomitbänke ein, die im Ganzen eine Mächtigkeit von höchstens 20 m haben. Darunter liegen schwarze Kalke (*Cardita*-Oolithe) und schwarze Schiefer mit *Halobia rugosa,* also Raibler Schichten. Diese Kalke und Schiefer haben wiederum eine ganz geringe Mächtigkeit, im höchsten Falle 10 m. Sie lassen sich nach Osten eine Strecke weit verfolgen, gegen Westen scheinen sie bald zu verschwinden, was aber wohl auf einen von Norden nach Süden verlaufenden Bruch zurückzuführen ist, der die Griesspitze und das Zirbeneck von der Schönfeldspitze trennt, den westlichen Zng des Ramsaudolomits stark hebt und das Streichen desselben um 90^0 gegen das der Hauptmasse dreht. Unter den Raibler Schichten des Schönfeld liegt wieder Ramsaudolomit in beträchtlicher Mächtigkeit mit Diploporen und seltenen Querschnitten von Arcesten. Dieser Ramsaudolomit ist bis zur Thalsohle aufgeschlossen; diese selbst ist mit ausgedehnten mächtigen Schuttmassen bedeckt, welche aus dem südlichen und südwestlichen Thalschluss herabgeschwemmt worden sind.

Bereits da, wo man beim Abstieg das Thal erreicht, nämlich etwas oberhalb der Griesalm, fallen merkwürdige schwarze bis rothbraune Gesteine in's Auge, welche im letzten, südlichsten

Theil des Wimbachendsthals an einer gegen Osten liegenden Wand anstehen. Es ist der bereits auf der v. Gümbel'schen Karte angegebene Muschelkalk, als schwarzer Dolomit ausgebildet, welcher stellenweise in Rauhwacken übergeht, häufig brecciöse Structur hat und dem ganzen Habitus nach an Reichenhaller Kalk erinnert; Fossilien habe ich nicht gefunden. Er wird von Ramsaudolomit überlagert, welcher das nördlich von der Hirschwiese liegende und in das Thal der Eiskapelle bei Bartholomä hinüberführende Joch bildet. Der Muschelkalk und der überlagernde Ramsaudolomit sind gegen Norden auf den Ramsaudolomit des Watzmannmassivs hinaufgeschoben. Gegen Süden stösst der Muschelkalk wieder an Ramsaudolomit ab, welcher N. 20° O. streicht und mit 65° gegen Osten fällt. Dieser bricht seinerseits wieder an Dachsteinkalk ab, der ziemlich flach liegt und die Schwelle bei Trischübl bildet. Im Profil lassen sich diese Verhältnisse nicht ganz der Natur entsprechend darstellen, da es z. Th. ein Längsprofil ist.

Die Bruchlinien, welche die gehobene Scholle gegen Norden und Süden begrenzen, verlaufen durch das Eisbachthal, wo sie sich ebenfalls constatiren lassen, in den Königsee.

Wie schon oben bemerkt, sind Zirbeneck und Griesspitze eine vom Hauptmassiv abgetrennte Scholle, die sich nach Norden bis nahe an den Ausgang des Wimbachthales erstreckt, nach Süden aber dadurch abgeschnitten wird, dass der betreffende Bruch etwas gegen Südwesten umbiegt und in das Wimbachendsthal einlenkt, wo er seine Fortsetzung vielleicht in jener Verwerfung findet, welcher die Kirche von der Rothleitenschneid trennt. Gegen das Wimbachschloss hin stellt sich über dem Ramsaudolomit der Scholle Dachsteinkalk ein. Auch auf der Westseite des

16. Profil aus dem Wimbachendsthal.
Maassstab 1 : 25000.



D = Dachsteinkalk. R = Ramsaudolomit.
M = Muschelkalk.

Thales sehen wir, wie am Hochkalter der Ramsaudolomit durch Dachsteinkalk überlagert wird. Raibler Schichten habe ich auf dieser Seite bisher nicht anstehend gefunden, dagegen kommen im Schutt zuweilen Gerölle von *Cardita*-Oolithen vor.

Am Ausgang des Wimbachthales werden die Verhältnisse scheinbar wieder sehr complicirt, denn die Wimbachklamm ist in Liaskalke und Mergel eingeschnitten, nach Norden aber lagern Werfener Schiefer vor. Auch gegen das Wimbachthal hin, also südwestlich der Klamm, an der Vereinigung des Klammweges mit dem Fahrweg, sind Werfener Schiefer schlecht aufgeschlossen, doch verhindert eine starke Schuttbedeckung die Klarlegung der tektonischen Verhältnisse. In der Klamm findet man südlich Dachsteinkalk schlecht aufgeschlossen, darüber liegen graue, mergelige Kalke, über diesen graue Kalke mit Hornsteinen, dann folgen rothe Crinoidenkalke, welche ihrerseits von grauen liasischen Fleckenmergeln überlagert werden. Die ganze Serie ist nicht sehr mächtig, die Schichten streichen O-W und fallen gegen Norden ein. Fossilreste sind sehr selten und schlecht erhalten. Der Lias bildet eine kleine abgesunkene Scholle und ist wohl die durch die Wimbachverwerfung verschobene Fortsetzung des am Nordgehänge des Steinberges liegenden Lias. Die vorlagernden Werfener Schiefer sind die Fortsetzung derjenigen, welche wir in der Ramsau gegenüber der Wimbachklamm kennen gelernt haben. Die Verwerfung zwischen dem Lias und den Werfener Schiefern an der Wimbachklamm bildet nur einen Theil der grossen Ramsaubruchlinie. Dass durch das Wimbachthal selbst ein Bruch geht, beweist der Umstand, dass auf der Hochkalter-Seite die Grenze zwischen Ramsaudolomit und Dachsteinkalk viel tiefer liegt als sie liegen müsste, wenn die westliche Thalseite die directe Fortsetzung der östlichen wäre; ausserdem ist das Streichen auf beiden Thalseiten ein verschiedenes.

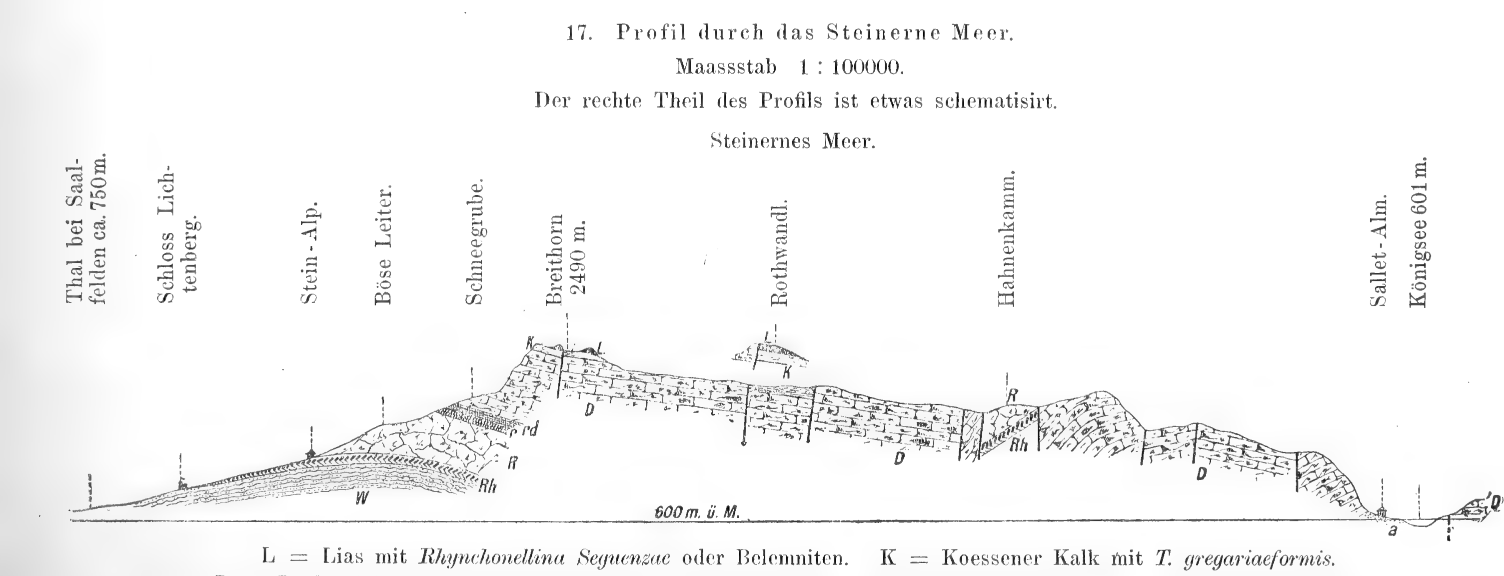
Das Steinerne Meer.

Wir wollen hier kurz die wichtigsten Eigenthümlichkeiten des Steinernen Meeres besprechen, von einer erschöpfenden Darstellung müssen wir absehen, da wir die Detailuntersuchung noch nicht zu Ende führen konnten. Im Allgemeinen ist der Aufbau der Schichten im Steinernen Meer ein sehr einfacher. Soweit es gegen den Königsee hin abfällt, besteht es ganz aus Dachsteinkalk, doch ist dieser von zahlreichen kleineren Brüchen durchzogen, was man bei einem Aufstieg über die Sagereckwand und den Grünsee zum Funtensee gut erkennen kann. Auf dem beigegebenen Profil sind diese Brüche etwas schematisch eingetragen, da ich gerade hier die Detailuntersuchung noch nicht

17. Profil durch das Steinerne Meer.

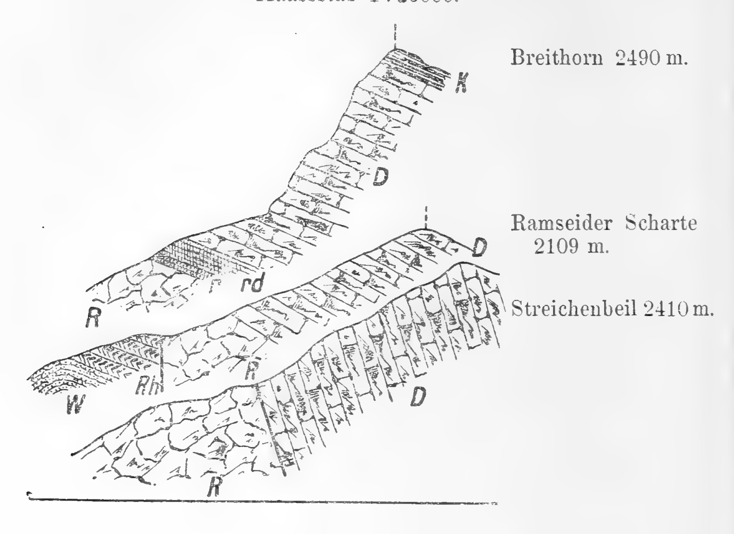
Maassstab 1 : 100000.

Der rechte Theil des Profils ist etwas schematisirt.

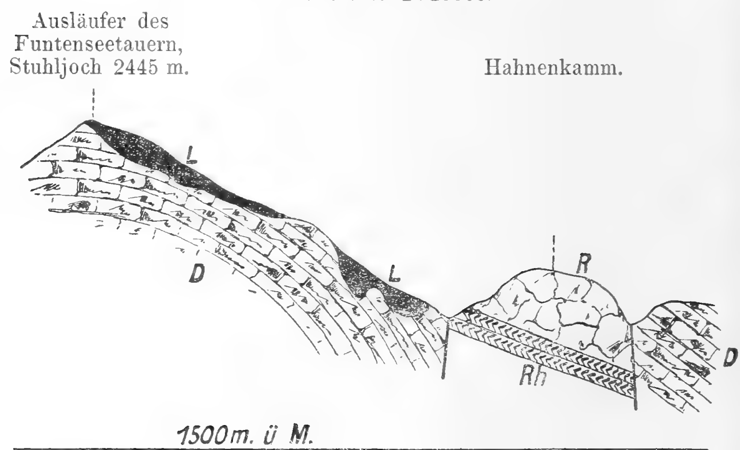


L = Lias mit *Rhynchonellina Seguenzae* oder Belemniten. K = Koessener Kalk mit *T. gregariaeformis.* D = Dachsteinkalk. rd = Raibler Dolomit. r = Raibler Schichten (*Cardita*-Oolith). R = Ramsaudolomit. Rh = Reichenhaller Dolomit. W = Werfener Schichten.

18. Profile an der Ramseider Scharte.
Maassstab 1 : 25000.



19. Taschenförmige Auflagerung des Lias am Funtenseetauern.
Maassstab 1 : 25000.



L = Lias. K = Koessener Schichten. D = Dachsteinkalk.
rd = Raibler Dolomit. r = *Cardita*-Oolith. R = Ramsaudolomit.
Rh = Reichenhaller Dolomit. W = Werfener Schichten.

beendigen konnte; immerhin werden sich wohl kaum bedeutende Verschiedenheiten vom Gesammtbild herausstellen. Steigt man durch die Saugasse zum Funtensee auf, so trifft man im Schrainbachthal vor dem Unterlahner einen Dolomitaufbruch, jedenfalls Ramsaudolomit, der hier an Verwerfungen auftaucht; ich konnte nicht ermitteln, wie er sich zu den seitlichen Wänden von Dachsteinkalk verhält; doch scheint es, als ob nur die östliche Thalseite normal von Ramsaudolomit unterlagert würde. Vielleicht hängt das Auftauchen mit den am Schneiber zu beobachtenden Brüchen zusammen. In der Saugasse findet sich auch ein ganz fremdartiger, schneeweisser, oolithischer Dolomit, dessen Lagerungsverhältnisse sich nicht mit Sicherheit feststellen liessen; vielleicht ist es Raibler Dolomit. Oberhalb der Saugasse gelangen wir wieder in den Dachsteinkalk, der ausser Korallen und Megalodonten keine Fossilien geliefert hat. Dieser Dachsteinkalk setzt auch das Joch zusammen, welches vom Trischübl herüberführt. Ich will hier vorweg nehmen, dass man überall am Steinernen Meer in allen Lagen jene merkwürdigen, scharf umgrenzten, rothen Fetzen von Kalk im grauen Gestein findet, dass ebenso sich fast überall an einzelnen Stellen die breccien- oder conglomeratartige Structur beobachten lässt. Die „schwimmenden Scherben" sind aber auf keinen Fall blos dem oberen Theil des Dachsteinkalkes eigenthümlich, wie v. Mojsisovics[1]) glaubt; dass sie auch kein Charakteristicum für Lias in Dachsteinkalkfacies sind, werden wir weiter unten nachweisen.

Bis Funtensee bleibt man stets im Dachsteinkalk, von Lias ist nirgends etwas zu bemerken, wenn man nicht etwa jedes beliebige rothe Gestein stets für Lias halten will. Am Funtensee[2]) ist die Lagerung ausserordentlich gestört. In geringer Entfernung taucht südöstlich vom See im sog. Hahnenkamm Reichenhaller Dolomit auf, der nach oben allmählich in Diploporen-führenden Ramsaudolomit übergeht. Dieser lässt sich vom Muschelkalk scharf trennen und unterscheidet sich ohnehin von ihm nur durch die etwas hellere Farbe. v. Gümbel giebt ausser Muschelkalk auch Werfener Schiefer an; ich habe diese nirgends gut aufge-

---

[1]) Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss., Wien, Math.-naturw. Cl., Bd. 105, 1896, p. 21.

[2]) Noch Petzholdt (Beiträge zur Geognosie von Tyrol, 1843, p 79) glaubte, dass der Funtensee keinen Abfluss habe, sondern Wasser nur durch Verdampfung verliere. Der Abfluss liegt aber sicherlich auf der Ostseite und zwar an der Stelle, die man des eigenthümlichen Donnerns und Rauschens wegen, welches Aehnlichkeit mit dem Geräusch einer Wassermühle hat, als Teufelsmühle bezeichnet; hier stürzt das Wasser jedenfalls auf Klüften in die Tiefe, doch ist der Ausfluss nicht bekannt.

schlossen beobachten können; doch sind sie unter der Pflanzendecke sicher vorhanden. Der Muschelkalk ist ein schwarzer Dolomit, oft breccienartig, in polyedrische Stücke zerspringend; der Ramsaudolomit ihm ganz ähnlich, aber heller gefärbt und Diploporen führend. Die Serie streicht N. 120° W. und fällt mit ca. 30—40° gegen Süden. Dieser Streifen älterer Gesteine ist sehr schmal, nicht breiter als 300—350 m. Nach Süden und Norden stösst der Dolomit an Dachsteinkalk ab; gegen SO. bricht er am Dachsteinkalk und Lias des Funtenseetauern ab. Der grösste Theil des Funtenseetauern besteht aus sattelförmig gebogenem Dachsteinkalk; welcher durch rothen, Belemniten und unbestimmbare Ammoniten führenden Lias überlagert wird.[1]) Der Lias liegt in Taschen des Dachsteinkalkes. An verschiedenen Stellen, z. B. an der Stuhlwand, sind solche Taschen aufgeschlossen; auch an den westlichen Wänden des Funtenseetauern kann man genau beobachten, wie der Lias in den Dachsteinkalk hineingreift, so dass die Megalodonten des grauen Dachsteinkalkes oft an der Grenze gegen den rothen, Belemniten führenden Lias scharf abbrechen. Dies spricht sehr gegen die neuerdings von v. Mojsisovics verfochtene Annahme, dass der obere Theil des Dachsteinkalkes in den Lias zu rechnen sei; wer jemals am Funtenseetauern oder in der Ramsau gesehen hat, wie sich die grauen und rothen Kalke an der obersten Grenze des Dachstein-

---

[1]) In seinem schon einmal erwähnten Aufsatz „Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee“ giebt Geyer p. 284 an, dass im Hangenden der rothen Kalke eine liasische Hornsteinbreccie auftritt, welche sich bis zum Funtensee hinzieht. Sollte diese Hornsteinbreccie vielleicht identisch mit dem Reichenhaller Dolomit sein? Dieser tritt scheinbar im Hangenden des Lias auf und ist thatsächlich häufig als hornsteinreiche Breccie ausgebildet. Die Zeichnung, welche Geyer l. c., p. 285 giebt, ist sicherlich unrichtig, die Ueberlagerung des Dolomites durch Dachsteinkalk am Schottmalhorn ist construirt und nicht in der Natur vorhanden. Uebrigens liegt zwischen dem Stuhlgraben und der Feldalp ein grosser Theil des Ramsaudolomites und Reichenhaller Dolomites ungefähr da, wo sich in Geyer's Profil der Lias befindet; eine genauere Kritik des Profils lässt sich nicht vornehmen, da kein Maassstab angegeben ist. Ob übrigens die anderen Profile vom Funtenseetauern ganz der Wirklichkeit entsprechen, möchte ich bezweifeln, da man doch nicht jeden rothen Streifen ohne Weiteres als Lias ansehen kann. Die Behauptung Geyer's, dass die Dachsteinkalke des Steinernen Meeres nicht gebankt seien und keine Karrenfelder zeigen, brauche ich wohl kaum zu widerlegen. Die Bankung ist fast überall geradezu auffallend deutlich, und bezüglich der Karrenfelder genüge die Bemerkung, dass von Seiten des Münchener und Karlsruher Institutes zu Lehrzwecken Photographien vom Steinernen Meer angeschafft worden sind, weil diese die Karrenfelder und Bankung besonders schön und deutlich zeigen.

kalkes zu einander verhalten, wird kaum geneigt sein, sich der Ansicht v. Mojsisovics's anzuschliessen.

Vom Hahnenkamm aus durchquert man, zur Ramseider Scharte emporsteigend, zuerst südlich, hernach flach nach Norden einfallenden Dachsteinkalk. Dabei zeigt sich übrigens, dass die östlich liegenden Berge, wie Schottmalhorn, und weiterhin auch die Schönfeldspitze (nicht zu verwechseln mit dem gleichnamigen Gipfel der Watzmanngruppe) ein anderes Streichen haben, als die im Osten vom Wege liegenden; ja, dass das Streichen oft um 90° differirt. Offenbar durchzieht hier eine Verwerfung das Gebiet; wir können sie auch weiter nach Norden zwischen Grünsee und Simmetsberg constatiren; am Hahnenkamm schneidet sie den Ramsaudolomit gegen Osten ab; wir werden sie auch an der Ramseider Scharte wiederfinden. Bis in die Gegend des Wunderbründl scheinen die Dachsteinkalklagen wenig oder gar nicht gestört zu sein; hier tritt aber eine ganz geringe Senkung einer Scholle auf, wodurch fossilreiche, vor Allem Lamellibranchiaten führende Koessener Kalke, welche sich oft nur durch ihre dünnere Bankung vom Dachsteinkalk unterscheiden, auftreten. Diese Koessener Kalke werden am Rothwandl durch Lias überlagert, der auch hier Belemniten führt. Das Rothwandl selbst wird durch einen Bruch in zwei Theile zerlegt; der eine besteht aus Dachsteinkalk, der andere aus Lias und Koessener Schichten mit *Terebratula gregariaeformis*. Die Koessener Schichten wurden bereits durch Bittner entdeckt und beschrieben. Steigt man nun weiter gegen die Ramseider Scharte empor, so macht sich vor Allem das Breithorn bemerkbar, welches von Norden her ziemlich sanft ansteigt und gegen Süden schroff abfällt. Die Hauptmasse besteht aus Dachsteinkalk, auf diesem liegen concordant weithin sichtbar einzelne Klötze tief rothen bis blauschwarzen Kalkes, offenbar der Erosion entgangene Reste einer ehemals zusammenhängenden Platte. Diese Kalkklötze führen die von Skuphos[1]) citirten und als *Rhynchonellina juvavica* Bittn. var. *minor*

[1]) Bittner bestritt diese Anschauung in einem Referat, und als ich in meiner Monographie des Genus *Rhynchonellina* die Art als *Rhynchonellina Seguenzae* Gemm. bestimmte und den Kalk als Lias ansprach, wurde ich von Bittner heftig angegriffen. Ich gestehe hier gern ein, dass ich damals mit meinen Folgerungen zu weit ging; ich glaubte, dass *Rhynchonellina juvavica* Bittn. mit *Rhynchonellina Seguenzae* Gemm. ident sei, was, wie ich jetzt sehe, nicht der Fall ist, da *Rh. juvavica* bedeutend gröbere Rippen hat; leider kannte ich früher nur die Stücke vom Breithorn, wodurch mein Irrthum entschuldbar wird. Damit fällt auch meine Behauptung, dass der obere Theil des Dachsteinkalkes vielleicht in den Lias gehöre; Bittner hat evident nachgewiesen, dass *Rh. juvavica* Bittn. im eigentlichen echten

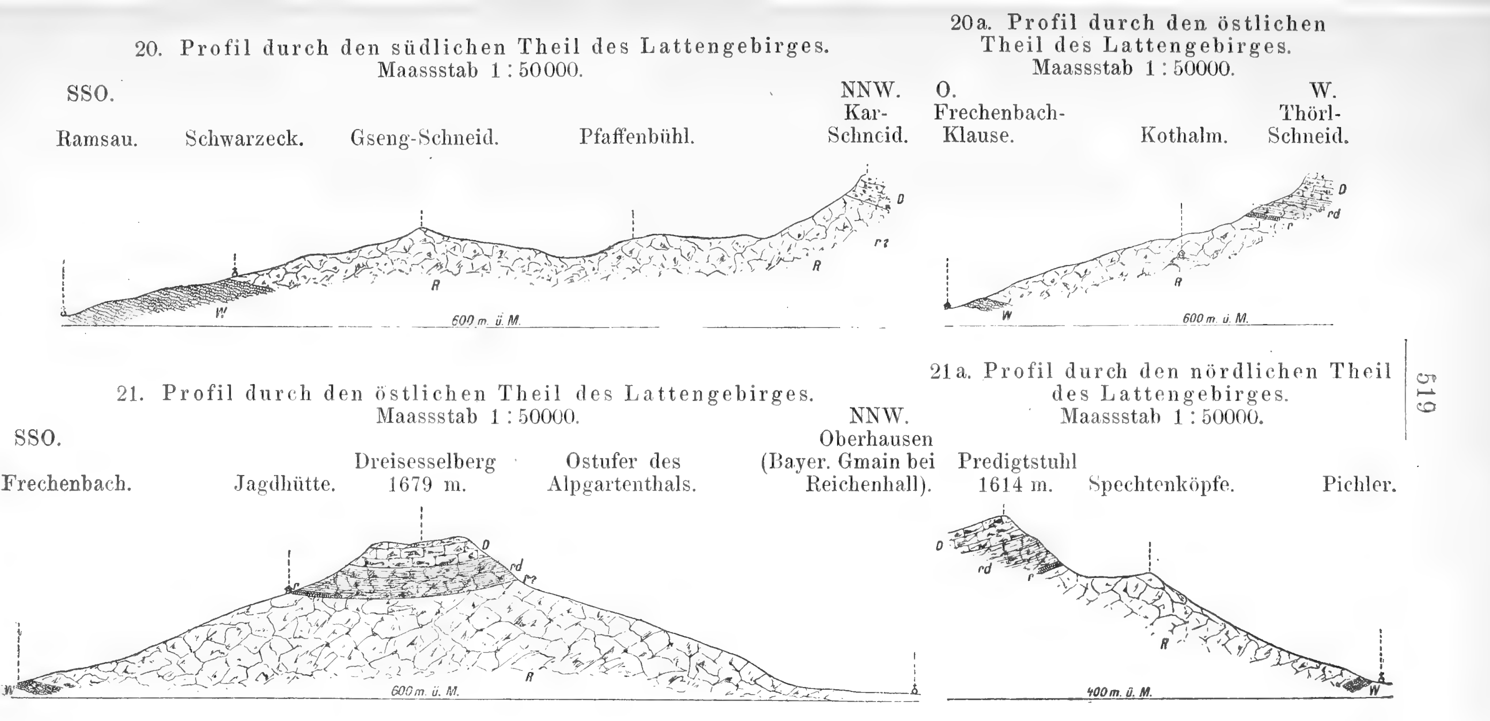
Skuphos bestimmten Fossilien. Skuphos vermuthete, dass die Kalke in den Lias gehörten, wofür ihr Aussehen und vor Allem der Umstand sprach, dass sie dem Dachsteinkalk offenbar auflagern.

Bei meinen Untersuchungen fand ich, dass diese Kalke von Koessener Schichten in Dachsteinkalk unterlagert werden. Ebenso ist es am Rothwandl beim Wunderbründl, wo sicher Lias auf den Koessener Schichten liegt; es zeigt sich also, dass hier überall die Dachsteinkalkfacies nicht höher als bis zu den Koessener Schichten geht. Wo die normale Folge unterbrochen ist, greift der Lias taschenförmig in den triadischen Dachsteinkalk ein. Damit ist jedenfalls gezeigt, dass v. Mojsisovics' Annahme [1], der obere Theil des Dachsteinkalkes gehöre in den Lias, für unser Gebiet nicht zutrifft. [2]

Dachsteinkalk unter den Koessener Schichten vorkommt. Wenn er aber behauptet, dass die Rhynchonellinen - Schichten des Breithorns dem Dachsteinkalk angehören resp. Einlagerungen in ihm sind, so geht er entschieden zu weit; diese Rhynchonellinen-Kalke sind sicherlich jünger als die Koessener Schichten, wie ich sogleich beweisen werde. Als ich bei meinen Untersuchungen bemerkte, dass man bei der Ramseider Scharte kein normales Profil gewinnen kann (wie ich weiter unten zeigen werde), versuchte ich einen Abstieg über die Wände des Breithorns in die Schneegrube, der mir auch gelang. Dabei fanden sich ca. 50 m unter dem Breithorngipfel sehr fossilreiche Bänke gelben und rothen bis blaugrauen Gesteins mitten in typischem Dachsteinkalk. Da das Sammeln an solchen Wänden einigermaassen schwierig ist, konnte ich nur wenig Material gewinnen, immerhin gelang es mir, ca. 50 Exemplare von *Terebratula gregariaeformis* heraus zu präpariren; ich habe diese Stücke an Dr. Bittner gesandt, und dieser hat meine Bestimmung bestätigt. In den gelben und rothen, etwas mergeligen Kalken finden sich zahlreiche Lamellibranchiaten-Reste, die Schichten ähneln ganz jenen am Göll und an den Mandlköpfen. Es ist also nicht daran zu zweifeln, dass die Rhynchonellinen-Kalke jünger als die Koessener Kalke mit *Terebratula gregariaeformis* sind und also ziemlich wahrscheinlich dem Lias angehören. Dass die betreffende *Rhynchonellina* ident mit *Rh. Seguenzae* ist, halte ich auch heute noch aufrecht; wenn bei Gemmellaro etwa 2 Arten unter diesem Namen zusammengefasst sind, so ist das für mich kein Grund, einen neuen Namen zu wählen, um so mehr als ich bei Abfassung meiner Monographie nur Material kannte, welches Prof. Gemmellaro früher schon dem Münchener Museum geschenkt hatte, und an welchem nichts von einer Gitterstructur zu sehen war, selbst an den Stücken, welche vollständige Schale besassen. Jedenfalls ist der Streit, was das Breithorn angeht, entschieden, da hier die Koessener Schichten nunmehr unter den Rhynchonellinen-Kalken nachgewiesen sind.

[1]) Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes, p. 19.

[2]) „Da sich gerade eine passende Gelegenheit darbietet“, wollen wir kurz untersuchen, wie die Gründe beschaffen sind, welche v. Mojsisovics für seine Anschauung vorbringt. v. Mojsisovics sagt, dass ausser der „bajuvarischen“ Serie der Dachsteinkalk des Dachstein-



D = Dachsteinkalk. rd = Raibler Dolomit. r = Raibler Mergel und *Cardita*-Oolithe. R = Ramsaudolomit.
W = Werfener Schichten.

Bevor ich das Profil durch das Breithorn weiter bespreche, will ich kurz die Verhältnisse an der Ramseider Scharte schildern. Wenn man unterhalb des Riemannhauses steht, ungefähr da, wo der Stangensteig beginnt, so sieht man, dass am Breithorn der Dachsteinkalk mit ca. 30° nach Norden einfällt, dass

---

massivs auch jurassische Horizonte umfasst. Dann heisst es: „Es gebührt WÄHNER das Verdienst, zuerst und zwar in der Gebirgsgruppe des Rofan (Sonnwendjoch) im unteren Innthale gezeigt zu haben, dass der vorher in seiner Gesammtheit als rhätisch angenommene Riffkalk, welcher die Koessener Schichten in der Gipfelmasse dieses Gebirgsstockes überlagert, noch in den Lias hinaufreicht."

Nun frage ich, was hat der weisse Kalk des Sonnwendjoches mit dem Dachsteinkalk zu thun? Nichts, denn der Dachsteinkalk liegt über den Raibler Schichten, der Kalk am Rofan aber über Koessener Schichten. Dass v. GÜMBEL 1861 den Namen „Dachsteinkalk" unrichtiger Weise auf den Koessener Kalk übertragen hat, weil er den Ramsaudolomit für Hauptdolomit hielt, berechtigt doch v. MOJSISOVICS nicht, nun einfach den Koessener Kalk und den Dachsteinkalk gleichzusetzen. Uebrigens ist es schon lange durch PICHLER und ROTHPLETZ bekannt, dass die weissen und rothen Kalke am Fonsjoch und am Gschöllkopf (Rofan) in den Lias gehören, hat doch ROTHPLETZ bereits 1888 ausführliche Fossillisten gegeben und ebenso PICHLER. Uebrigens wird sich nur derjenige darüber wundern, dass der Lias in Facies der Koessener Kalke auftritt, welcher die bayerischen Alpen nicht kennt, wo dies längst bekannt ist: am Hochfelln, am Laubenstein, bei Hindelang, besonders aber am Brauneck bei Länggries, wo die Koessener Schichten so schwer vom Lias zu unterscheiden sind, dass WINKLER s. Z. geglaubt hat, es läge eine einheitliche Fauna vor (siehe auch die Darstellung bei ROTHPLETZ, Querschnitt durch die Ostalpen). Aber das hat doch auch nicht das Geringste mit dem Alter des echten Dachsteinkalkes zu thun, denn in den bayerisch-tyroler Alpen ist die Stufe, welche der Dachsteinkalk einnimmt, durch Hauptdolomit vertreten, von dem doch niemals Jemand hat behaupten können, er ginge in den Lias über resp. verträte diesen. Es kann auch daher das Verhalten des Hauptdolomits zu dem Lias nur mit dem des Dachsteinkalkes zu dem Lias verglichen werden.

Die übrigen Gründe sind nicht besser; man hat an dem Kaiser-Franz-Josephs-Reitweg zur Simonyhütte am Dachstein Schmitzen von röthlichen Crinoidenkalken beobachtet, welche nach v. MOJSISOVICS „den treppenartig vorspringenden Schichtflächen des .... Dachsteinkalkes gleichsam angeschweisst erscheinen". Unterhalb des alten Herdes hat sich eine Fossilsuite gefunden, welche nach GEYER's Bestimmung der Zone des *Oxynoticeras oxynotum* angehört.

Das ist der Beweis! Wer den Kaiser-Franz-Josephs-Reitweg kennt, wird wissen, dass das Thal am alten Herd ausserordentliche Aehnlichkeit mit einem Verwerfungsthal zeigt, dass der Dachsteinkalk dort ziemlich steil steht, so dass man sich in den allerobersten Lagen des Dachsteinkalkes bewegt; ob die betreffenden Fossilien aus dem anstehenden Gestein gesammelt worden sind, giebt v. MOJSISOVICS auch nicht an. Crinoidenkalke an und für sich, auch röthliche, beweisen gar nichts, denn sie kommen sogar gelegentlich an der Basis des Dachsteinkalkes vor, so z. B. an dem Brandlberg bei Saalfelden,

dagegen dieselbe Schicht am Sommerstein und Streichenbeil fast senkrecht steht, dass aber gegen Süden am Ausläufer des Streichenbeils das Fallen flacher wird, was auf eine Neigung zum sattelförmigen Umbiegen deutet. Jedenfalls zeigt die Aenderung des Fallens auf einer so kurzen Strecke wie die zwischen Sommerstein und dem Ostabhang des Breithorns an, dass durch die Scharte eine Verwerfung geht, denn die Schichten des Sommersteins liegen im Streichen derjenigen des Breithorns. Es ist offenbar dieselbe Verwerfung, welche sich auf der ganzen Strecke zwischen Königsee und Ramseider Scharte beobachten lässt. Der Stangensteig überschreitet die Verwerfung zweimal, da man an einigen Stellen das flachere Fallen, an anderen aber das steilere am Klinometer abliest. Der Dachsteinkalk wird von einem hellgrauen Dolomit, welcher Diploporen, Querschnitte von kleinen Megalodonten und ziemlich grossen Chemnitzien *(Omphaloptycha?)* führt, concordant unterlagert; Raibler Schichten sind nicht zu entdecken. Man möchte glauben, dass diese durch einen Bruch abgeschnitten seien, aber es ist auch an dem anscheinend ungestörten Ausläufer des Streichenbeils nichts davon zu entdecken; erst weiter östlich am Poneck kommen sie wieder vor, wie dies Bittner[1]) bereits geschildert hat.

Ist man nun auf dem Ramseider Steig bis zu dem grossen Schuttfeld abgestiegen, so sieht man, dass der Dolomit, welcher die Unterlage des Breithorns bildet, an einem schwarzen Dolomit scharf abschneidet: eine Längsverwerfung bringt den Reichenhaller Dolomit in Contact mit Ramsaudolomit. Jener ist ein tiefschwarzer, dünngebankter Dolomit, welcher von zahlreichen Kalkspathadern durchsetzt wird; an einer Stelle liess sich eine dünne Einlagerung von mergelig-sandigen Schiefern beobachten, deren Mächtigkeit jedoch nur wenige Centimeter beträgt. In der Nähe der Bruchlinie fällt der Reichenhaller Dolomit nach Norden, sobald man aber gegen Saalfelden absteigt, sieht man ihn nach kurzer Zeit umbiegen und gegen Süden einfallen; er ist wenig mächtig und wird von Werfener Schiefer unterlagert; letzteren trifft man am Wege erst an der Riemannshöhe anstehend, von wo er sich bis gegen Schloss Lichtenberg hinunterzieht.

Kehren wir nun zur Schilderung des Profils durch das Breithorn zurück. Unterhalb der Koessener Schichten trifft man in den Wänden nur noch typischen Dachsteinkalk; eine Scheidung in eine untere und eine obere Stufe, wie dies von v. Mojsisovics und Geyer versucht wurde, scheint mir nicht möglich, da die

[1]) Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Verh. k. k. geol. R.-A., 1884.

Anhaltspunkte, welche wir an einer Stelle haben, uns an einer anderen fehlen. Steigt man von der Schneegrube zu dem Ausläufer des Persailhorn hinunter, so sieht man, dass da, wo die Vegetation beginnt, ein heller Dolomit den Dachsteinkalk unterlagert. Etwa 50 m tiefer trifft man Raibler Schichten an, nämlich *Cardita*-Oolithe, welche aber nur wenig mächtig sind. Den Dolomit zwischen den *Cardita*-Oolithen und dem Dachsteinkalk rechne ich aus bereits angegebenen Gründen zu den Raibler Schichten. Unter den *Cardita*-Oolithen findet man den typischen Ramsaudolomit, welcher auch hier wieder *Diplopora herculea* führt. Während bisher die Schichten nach Norden einfielen, biegen sie in der Nähe der Steinalm sattelförmig um und fallen nach Süden. Bittner giebt an, dass unter dem Ramsaudolomit dunkle, kieselige Knollenkalke vom Aussehen der Reiflinger Kalke liegen, welche *Rhynchonella trinodosi* Bittn. führen; im oberen Theil dieser Kalke herrscht rothe und grünliche Färbung vor und es treten kieselige Zwischenlagen auf, welche grosse Aehnlichkeit mit der Pietra verde der Buchensteiner Kalke besitzen. Unter den Knollenkalken befindet sich nach Bittner's Schilderung zunächst eine auffallend helle Wand klotzigen Kalkes mit Diploporen und unter dieser dunkle Gutensteiner (Reichenhaller) Kalke und Dolomite. Die Reichenhaller Kalke gehen local in Rauhwacken über, wie z. B. sehr schön beim Einsiedler von Lichtenberg zu beobachten ist. Unterlagert wird der Muschelkalk durch Werfener Schiefer. Ich habe diese complicirte Gliederung nicht in das Profil 17 eingetragen, erstens weil der Maassstab dafür zu klein ist, und zweitens weil diese Gliederung jedenfalls nur ganz lokale Bedeutung hat, denn im Osten wie im Westen liegt über den Werfener Schiefern Reichenhaller Dolomit, welcher nach oben in Ramsaudolomit übergeht. Zwischen dem Poneck und dem Breithorn waren bisher auch keine Raibler Schichten zu entdecken, welche somit wohl auf eine Strecke hin auskeilen, resp. als Dolomit ausgebildet sind, wie wir dies ja bereits am Jänner kennen gelernt haben. Ein solches Auskeilen der *Cardita*-Oolithe ist an und für sich auch nicht auffallend, wenn man bedenkt, dass ihre Mächtigkeit am Breithorn nur noch einige Meter beträgt. Eine Scheidung zwischen Ramsaudolomit und Raibler Dolomit lässt sich auf der Strecke zwischen Breithorn und Poneck nicht durchführen.

Der Aufbau der Schichten ist also am Steinernen Meere ein ziemlich einfacher; der Hauptsache nach haben wir Werfener Schichten, Reichenhaller Dolomit, Ramsaudolomit, Raibler Schichten (*Cardita*-Oolithe und Dolomit), Dachsteinkalk, Koessener Schichten und Lias. An einigen Stellen ist die Schichtenfolge

noch einfacher: Werfener Schichten, Reichenhaller Dolomit, Ramsaudolomit, Dachsteinkalk, Lias.

Die westlich vom Steinernen Meer liegenden Leoganger und Loferer Steinberge sind durch FUGGER und KASTNER sowie durch SCHLOSSER ausführlich beschrieben worden.[1]) Wir wollen nur noch einen Blick auf das Thal der Saalach werfen. Dass dieses kein Erosionsthal sein kann, geht schon daraus hervor, dass die Saalach nicht gegen Westen über Hochfilzen abfliesst, in welcher Richtung das Gestein doch bedeutend leichter zerstörbar ist als im Norden, wo sie die mächtigen Ramsaudolomit-Dachsteinkalkwände des Steinernen Meeres, der Leoganger und Loferer Steinberge, der Reuter Alp u. s. w. zu durchbrechen hatte. Schon auf

---

[1]) Ich kann nicht umhin, an dieser Stelle einen von v. MOJSISOVICS gegen mich gerichteten Angriff zurückzuweisen.

In einer kurzen Notiz (Verh. k. k. geol. R.-A., p. 251) hatte ich bemerkt, dass ich am Brandlhorn *Cardita*-Oolithe nur in Rollstücken fand und dass es sehr zweifelhaft sei, ob diese Schicht irgendwo an dieser Stelle anstehe, um so zweifelhafter, als sich bis nahe an den Gipfel centralalpine Geschiebe fänden. Dagegen hat v. MOJSISOVICS geglaubt polemisiren zu müssen, das aber in einem Tone gethan, gegen den ich entschieden protestiren muss.

Was nun die Raibler Schichten an der Stoissen Alm angeht, so bezweifle ich nicht, dass sie in einem Seitengraben anstehen, weil sie bereits von LIPOLD gefunden waren, ob sie aber dort anstehen, wo ich angestiegen bin, ist mir heute noch zweifelhaft; jedenfalls sind sie dort nicht anstehend zu beobachten, und eine „erratische Verfrachtung“ ist nicht ausgeschlossen. Um diese Anschauung lächerlich zu machen, hat v. MOJSISOVICS (Chronologischer Umfang des Dachsteinkalkes, p. 29, Anm.) eine ungeheuerliche Hypothese erfunden und mir in die Schuhe geschoben. Er sagt, das häufige Zusammenvorkommen der *Cardita*-Oolithe „mit krystallinischen Findlingen müsste .... zu der Annahme führen, dass sie aus einem heute nicht mehr vorhandenen Gebirge im Süden der heutigen Kalkalpen, wo sie einstens mächtige Massen bildeten, herrühren.“ Diese Hypothese habe **ich** niemals ausgesprochen. Uebrigens ist diese von v. MOJSISOVICS aufgestellte Hypothese insofern wichtig, weil sie erklärt, weshalb er nicht selten erratische Geschiebe für Anstehendes hält (siehe SCHLOSSER, Verh. k. k. geol. R.-A., 1895, p. 350).

Dass v. MOJSISOVICS in derselben Abhandlung auch die Entdeckung resp. die richtige Erkenntniss des Ramsaudolomits für sich in Anspruch nimmt, wird keinem auffallen, eine Widerlegung ist wohl kaum nöthig, da die Daten bekannt sind. Schon BITTNER hat darauf aufmerksam gemacht, dass v. MOJSISOVICS von dem Dolomit — von welchem er heute aussagt, er habe ihn schon lange als der ladinischen Stufe angehörig erkannt — angegeben hat, er wechsellagere mit Hallstätter Kalk. Entweder sind also die Hallstätter Kalke ladinisch, oder der betreffende Dolomit ist kein Ramsaudolomit, oder aber v. MOJSISOVICS hat unrichtig beobachtet; jedenfalls geht daraus hervor, dass v. MOJSISOVICS keinen Grund hat, sich der Erkenntniss des Alters des Ramsaudolomites zu rühmen, umsomehr als er heute noch glaubt, dass dieser nur bei Berchtesgaden eine Rolle spiele.

der Strecke zwischen Brandlbauer und Frohnwies sieht man, dass auf beiden Seiten des Thales verschiedenes Streichen vorherrscht. Nördlich von Frohnwies erscheinen dann häufig auf den beiden Seiten des Thales verschieden alterige Gesteine, die Verwerfung nimmt offenbar an Sprunghöhe zu, besonders bei Lofer, wo auf der einen Thalseite Dachsteinkalk, auf der anderen Werfener Schiefer aufgeschlossen ist. Weiter nach Norden lässt sich die Bruchlinie nicht so genau verfolgen, da anscheinend die Faciesgrenze theilweise mit dem Thal zusammenfällt; es scheint nämlich auf der Westseite Hauptdolomit anzustehen, während auf der Ostseite sicherlich Ramsaudolomit vorhanden ist, doch werden wir hierauf in einem anderen Capitel zurückkommen.

Die Entstehung des Königsees.

Da wir im Vorigen den geologischen Bau der westlich und südlich an den Königsee grenzenden Gebirge behandelt haben, können wir nunmehr auch der Entstehung dieses Sees selbst einige besondere Betrachtungen widmen.

Der Königsee zeichnet sich vor allen übrigen Seen der bayrischen Alpen dadurch aus, dass ihn fast auf allen Seiten ausserordentlich wilde und grossartige Felswände umsäumen, welche sich durchschnittlich 600—1000 m über den Seespiegel erheben, wobei ich von den weiteren Erhebungen (Watzmann etc.) absehe. Der Seespiegel hat eine absolute Höhe von 601 m. Die grösste Tiefe des Sees beträgt 188 m, und zwar ist dieser Punkt nur 300 m vom Ufer entfernt; er liegt in dem nördlichen Drittel des Sees. Im Allgemeinen hat das Westufer einen steileren Abfall als das Ostufer, denn kaum 10 m vom Westufer trifft man bereits eine Tiefe von 40 m; an dem Achenausfluss ist ca. 75 m vom Ufer eine Tiefe von 180 m gemessen. Bei St. Bartholomä wird die Tiefe sehr verringert durch die Schuttmassen, welche der Eisbach in den See führt. Im Gegensatz zum Königsee hat der Obersee, obwohl man ihn als einen Theil des ersteren auffassen muss, viel geringere Tiefe, sie beträgt nur 51,2 m, was sich zum grössten Theil wohl durch die Einführung von Schuttmassen erklärt. Der Obersee wurde wahrscheinlich durch einen Bergsturz von dem ursprünglich mit ihm zusammenhängenden Königsee getrennt, was schon Petzholdt[1]) vermuthete.

Legen wir nun an solchen Stellen, wo keine Bäche grössere Schuttmengen herabbringen, Profile durch den See, so finden wir eine merkwürdig gleichmässige Profillinie. Die grösste Tiefe liegt nämlich stets am westlichen Ufer, während die Ab-

---

[1]) Beiträge zur Geognosie von Tyrol, 1843, p. 67.

dachung des östlichen Seegrundes viel allmählicher ist. Das östliche Ufer haben wir bereits theilweise bei Besprechung der Göllgruppe geschildert; seinen südlicheren Theil haben wir bisher ausser Acht gelassen, weil er hauptsächlich aus Dachsteinkalk und Jura besteht.

Nördlich vom Königsee zeigen sich bereits jene Verhältnisse, welche das Vorhandensein des Sees bedingen. An der neuen Strasse von Berchtesgaden nach Königsee steht am rechten Ufer des Krautkasergrabens, dem sog. Hundskehl, Dachsteinkalk an. Dieser hat ziemlich flache Lagerung und trägt eine dünne Decke von Liasschiefern und -kalken. Gegen Osten sind die Aufschlüsse schlechter, es folgt der Ramsaudolomit der Brandköpfe, welcher selten Diploporen führt. Im mittleren Theil des Krautkasergrabens, nahe unter dem Gipfel des Hinter-Brandkopfes stellen sich schlecht aufgeschlossene Aptychen-Schichten auf dem rechten Ufer des Baches ein, während auf der anderen Seite Dachsteinkalk ansteht. Wir haben diesen Zug Dachsteinkalk bereits im Capitel über den Göll erwähnt. Die Aptychen-Schichten lagern vor dem Jura, der von dem Dachsteinkalk des Göll überschoben wird. Wir erkennen, dass im Ganzen westlich von der Göllüberschiebung die Schichten stufenweise absinken. Nur der Ramsaudolomit des Brandkopfes stellt eine gehobene Scholle dar, oder vielleicht besser eine stehengebliebene, da die orographische Lage des Gesteins ziemlich derjenigen der Hauptmassen des Ramsaudolomites entspricht. Wir werden diese Scholle auch noch weiter südlich treffen. Näher am Ausfluss des Königsees ändern sich die Verhältnisse nicht wesentlich. Gegen Westen tritt eine Scholle von Ramsaudolomit im sog. Seebichl auf, die wohl die Fortsetzung des Ramsaudolomits vom Grünstein darstellt. Die Grenze gegen den östlich folgenden Dachsteinkalk ist nicht aufgeschlossen, doch muss hier schon der geringen Mächtigkeit des Dachsteinkalkes wegen unbedingt eine Verwerfung vorhanden sein. Steigt man vom Königsee auf dem alten Wege zur Hohen Bahn hinauf, so erkennt man, dass der Dachsteinkalk von Liasschiefern überlagert wird, welche ihrerseits an der Hohen Bahn selbst von rothen, mergeligen Kalken bedeckt werden. Letztere wären als Oberalmer Schichten zu bezeichnen und gehören also dem Tithon an. Diese jurassischen Schichten haben keine grosse Mächtigkeit, sie werden nach Osten durch Dachsteinkalk abgeschnitten. Ich habe diesen Zug schon im Göll-Capitel als Strubkopfzug bezeichnet, es ist derselbe, welcher im mittleren Theile des Krautkasergrabens auftritt und dort an einem O-W. verlaufenden Bruche abschneidet. Er bildet die steilere Partie, welche im Strubkopf ihre höchste Erhebung findet. Nach Osten stellen sich oberjuras-

23. Profile durch den Königsee
Maassstab 1 : 50000.



W. O.

a = Schutt. J = Jurakalke und Schiefer. A = Aptychen-Schichten.
l = Liasmergel und -kalke. D = Dachsteinkalk. R = Ramsaudolomit.

sische resp. tithonische Kalke und Hornsteinschiefer ein, welche die Jännerwiesen bilden und durch den Dachsteinkalk des Jännergipfels überschoben werden. Wir haben in diesem Profil wiederum ganz im Osten eine stark gesunkene, von triadischen Schichten überschobene Juraseholle. Westlich von ihr liegt als Fortsetzung der stehen gebliebenen oder gehobenen Brandkopfscholle der Dachsteinkalk des Strubkopfzuges. Auch dieser Dachsteinkalk ist natürlich im Verhältniss zum Jura der Jännerwiesen als weniger gesenkte Scholle anzusehen. Nach Westen folgt dann die abgesunkene Scholle der Hohen Bahn, und am Ausfluss des Sees tritt wieder eine gehobene Scholle von Ramsaudolomit auf, welche, wenn wir sie als Fortsetzung des Grünsteins ansehen, auch gegen Süden durch eine stärker gesenkte Querscholle begrenzt wird.

Wir sind nun an den Ausfluss des Königsees gelangt und werden im Folgenden sehen, dass im Ganzen die Verhältnisse sich auch im Süden nicht wesentlich ändern; nur stellt sich im Malerwinkel ein O-W. verlaufender Querbruch ein, der die Abstürze westlich vom Malerwinkel, sowie diejenigen der Falkensteinwand, soweit sie nach Norden liegen, verursacht. Damit tritt auch ein N-S. verlaufender Bruch auf, der die Ostwände des Sees verursacht. Betrachten wir das Profil, welches etwas nördlich vom Königsbach gelegt zu denken ist. Wir finden hier am See in zwei Wänden abstürzenden Dachsteinkalk, dessen Massen etwas verschiedenes Streichen und Fallen haben. Einen dritten Absturz bildet der Dachsteinkalkzug des Strubkopfes, welcher wiederum ein etwas verschiedenes Streichen zeigt, so dass wir hier die Fortsetzung jenes Bruches constatiren können, der, wie im vorhergehenden Profil gezeigt, das Tithon der Hohen Bahn in Contact mit dem Dachsteinkalk des Strubkopfzuges bringt. Oestlich vom Strubkopf sind die Verhältnisse ganz dieselben, wie in Profil II, der Dachsteinkalk schneidet an jurassischen Kalken und Hornsteinschiefern ab, welche ihrerseits von dem Dachsteinkalk des Jänner überschoben werden. Wir können somit wieder dieselben Schollen constatiren, nämlich östlich und westlich der stehen gebliebenen Strubkopfscholle gesunkenen Dachsteinkalk und Juramassen. Gegen den See hin sind noch einige weitere Dachsteinkalkschollen vorhanden, der See selber entspricht einer eingebrochenen Partie, wie schon die Lage des Jura auf dem Herrenroint-Plateau anzeigt.

Von dem Einbruchsgebiet an der Königsbergalm streicht nach Westen ein Bruch herüber, wodurch das bisherige Bild etwas verändert wird, denn von hier an wird der See von Steilwänden begrenzt. Das Gestein ist Dachsteinkalk mit einer schwachen

Decke von Lias. Während dieser Dachsteinkalk des Ostufers fast N-S. streicht, streicht derjenige des Westufers an der Herrenroint fast O-W., nur eine kleine vorgelagerte Scholle zeigt N-S-Streichen. Der Seegrund entspricht einer gesunkenen Scholle, wie uns besonders das später zu besprechende Profil V zeigen wird. Die Dachsteinkalk-Liasmasse des Büchsenkopfs stösst gegen Osten an Ramsaudolomit ab, dessen Streichen und Fallen jedoch nicht erkennbar ist. Aus ihm bestehen die Hügel westlich von der Königsbachalm. An diese schmale Scholle tieferer Triasgesteine stösst nach SO. wieder Dachsteinkalk (des Wasserpalfen), der anscheinend normal durch Liasmergel bedeckt wird. Letztere setzen das ganze Priesberg Moos zusammen und werden an der Farrenleiten durch Dachsteinkalk abgeschnitten. Gegen die Priesbergalm hin werden sie sehr mächtig. Mitten in diesen Liasschiefern taucht dort ein schmaler Dachsteinkalkzug auf; eine andere Verwerfung bringt an dem Bach (oberer Abwärtsgraben) südlich der Priesbergalm eine ganz schmale Masse von Dachsteinkalk und Liaskalk mitten im Liasschiefer zu Tage. Wir erkennen also auch hier wieder deutlich, dass die Schollen im Allgemeinen gegen den See hin absinken. Die Ramsaudolomit-Scholle entspricht ungefähr dem Strubkopfzug, doch lassen sich die Schollen der vorher besprochenen nördlichen Partie nicht genau mit denjenigen der südlichen identificiren, da die vom Einbruchsgebiet am Königsberg nach Westen verlaufenden Brüche vor Allem die grosse Göllüberschiebung abschneiden. Die Dachsteinkalkmasse des Büchsenkopfes resp. der Seewände ist als eine stark gesenkte Scholle zu betrachten, die ungefähr dem Dachsteinkalk westlich der Hohen Bahn entspricht.

Das Profil V giebt uns den deutlichen Beweis, dass der See sein Entstehen einem Einbruch zu verdanken hat. Etwas nördlich von der Halbinsel St. Bartholomä, welche nur ein riesiger Schuttkegel ist, finden wir auf dem Westufer des Sees tiefere Triasgesteine. Unter dem Dachsteinkalk taucht der Ramsau- oder Raibler Dolomit auf. Die abgesunkene Scholle jüngerer Gesteine, das Herrenroint-Kuhroint-Plateau, reicht bis zu der Aichenwand, wo sie durch den vom Schapbachthal herüber streichenden Querbruch abgeschnitten wird. Der südlich folgende Theil gehört bereits zum Hauptmassiv des Watzmann (von einem N-S. streichenden Bruch, der den kleinen Watzmann vom grossen trennt, abgesehen) und besteht zu unterst aus Ramsaudolomit, zu oberst aus Dachsteinkalk. Auf der Ostseite des Sees finden wir zunächst gegen den See hin fallenden Dachsteinkalk. Offenbar repräsentirt also hier der Seeboden eine gesunkene Scholle. Der Seeaukopf besteht vollständig aus Dachsteinkalk, die östlich

davon gelegene Seeaualm steht dagegen bereits auf Lias, der hier eine ganz dünne Decke (im Profil ist die Mächtigkeit übertrieben) oder auch nur taschenförmig in den Dachsteinkalk eingreifende Fetzen bildet. Eine Verwerfung bewirkt die westlichen Steilabstürze des Hirschlaufs, eines Ausläufers des Gotzentauern. Die Hauptmasse dieses langgestreckten Bergkammes besteht aus Dachsteinkalk, doch tritt in den höheren Partien fetzenweise rother Liaskalk mit Crinoiden, Belemniten und Ammoniten-Querschnitten auf. Dieser Liaskalk gewinnt an der Gotzenalm grössere Mächtigkeit und Bedeutung, auch treten hier an vielen Stellen Liasmergel auf. Das Massiv der Gotzenalm wird von dem der Seeaualm durch Verwerfungen getrennt, welche sich orographisch in dem Circus zwischen Gotzenstein, Waxeck und Bärenköpfl markiren. Gegen das Laafeld hin ist wieder eine parallel der Längserstreckung des Königsees streichende Verwerfung vorhanden, welche das Absinken des Gotzentauern gegenüber dem Laafeld verursacht. Das Laafeld seinerseits ist bedeutend gesenkt gegenüber der schmalen, aus Werfener Schiefern bestehenden Landthalscholle. Dieses Thal hat sich in der Weise gebildet, dass die weichen Werfener Mergelschiefer ausgewaschen wurden, während die harten Dachsteinkalk-Liaswände des Kahlenberges und Laafeldes stehen blieben. Hier ist also das Absinken der Schollen gegen den See hin besonders deutlich, doch findet beim Plateau des Gotzen auch ein Absinken gegen den Obersee auf Querbrüchen statt. Der erste dieser Abstürze ist der vom Gotzenberg-Klausberg-Plateau gegen die Hochfläche zwischen der Kauner Holzstube und dem Regenbergl; der zweite Absturz ist der gegen den Obersee, beide entsprechen Querverwerfungen; bei dem ersten zeigt uns dies die Lage des Lias am Königstand etc.; bei dem zweiten das abweichende Streichen an der Sagereck- und Walchhüttenwand des Steinernen Meeres.

Aus den obigen Schilderungen, sowie aus den beigegebenen Profilen geht wohl mit Deutlichkeit hervor, dass der Königsee einer eingebrochenen Längsscholle, der Obersee jedoch einer eingebrochenen Querscholle entspricht. Die Verwerfungen, welche aus dem Eisgraben herüberstreichen (siehe den Abschnitt über die Watzmanngruppe) haben nur die Abstürze am Mooslahnerkopf und an den Hachelköpfen verursacht.

Die Auseinandersetzungen PENCK's[1]) über die Entstehung des Königsees brauche ich nach dem vorher Gesagten wohl nicht mehr zu widerlegen, da sich ja auf das Deutlichste gezeigt hat, dass der Königsee eine rein tektonische Bildung ist. Auch wenn

[1]) Das Land Berchtesgaden, p. 252 ff.

jene Conglomerate im Eisbachthal oder Eisgraben thatsächlich, wie v. Gümbel annimmt, cretacischen Alters sind, so würde das nur wahrscheinlich machen, dass die Anlage des Königsees eine ältere ist als die Hauptauffaltung der Alpen. Sicher ist das jedoch noch keineswegs, da die Conglomerate des Eisgrabens keine Fossilien geliefert haben.

Der Königsee ist als echtes Einbruchbecken zu betrachten; der Seegrund stellt die tiefste Scholle eines in Treppenbrüchen absinkenden Gebirges dar. Auf dem Ostufer des Sees zeigt sich eine andere Terraingestaltung als auf der Westseite. In nicht grosser Entfernung vom Ufer erheben sich auf der Westseite bereits die hohen Gipfel der Watzmanngruppe, ziemlich tiefe Triasschichten reichen bis an den Seerand, nur auf der nördlichen Hälfte treten bereits jüngere, jurassische Ablagerungen, jedoch noch in ziemlicher Höhe auf. Auf der Ostseite dagegen sind die Gipfel bei Weitem nicht so hoch und ziemlich weit entfernt vom Seerande, und die Ufer fallen stufenweise in Wänden gegen den See hin ab. Wenn sich auch zwischen die gesunkenen Schollen eine stehen gebliebene oder gehobene befindet, so entspricht doch dem orographischen Absinken im Allgemeinen ein tektonisches. Während das eigentliche Königseebecken einer auf nordsüdlich verlaufenden Brüchen eingesunkenen Scholle entspricht, ist der Obersee dadurch entstanden zu denken, dass hier ein Absinken einer Scholle auf senkrecht zu jenen Brüchen streichenden Verwerfungen stattgefunden hat.

Die Einbrüche des Obersees schneiden die Längsbrüche des Königsees ab oder vermindern ihre Sprunghöhe doch beträchtlich. Dass Obersee und Königsee früher ein Becken darstellten, ist durchaus sichergestellt, sie sind erst in verhältnissmässig jüngerer Zeit durch einen Bergsturz getrennt worden.

Die Umgebung von Reichenhall.

In diesem Abschnitt werde ich einige Beobachtungen geben, welche ich am Lattengebirge, in der Umgegend von Reichenhall, am Staufen, am Müllnerberg u. s. w. gemacht habe.

Wir beginnen mit dem Lattengebirge. Wenn man vom Schwarzeck (siehe den Abschnitt über das Thal der Ramsauer und Berchtesgadener Ache) über die Felsen der Gsengschneid und des Pfaffenbühls zur Mordau-Alm emporsteigt, so bleibt man stets in Ramsaudolomit, der zuweilen Diploporen und Steinkerne von Arcesten führt. Die Werfener Schichten, welche den Ramsaudolomit unterlagern, lassen sich von Schwarzeck gegen Westen noch eine Strecke weit verfolgen, verschwinden jedoch dann unter Schutt. Steigt man nun von der Mordaualm aus an den Hängen des

Lattengebirges empor, so trifft man etwa in einer Höhe von 1400 m über dem Ramsaudolomit den Dachsteinkalk. Raibler *Cardita*-Oolithe konnte ich hier nicht beobachten, woran aber vielleicht die Humusdecke Schuld trägt. Bei mehrfachem Nachsuchen fand ich nämlich weiter nördlich oberhalb der Kothalm etwa 150—200 m unter der unteren Grenze des Dachsteinkalkes *Cardita*-Oolithe und graue Kalke und Mergel nur wenige Meter mächtig, zufällig durch eine ganz kleine Oberflächenrutschung aufgeschlossen. Ueber den *Cardita*-Oolithen liegen etwa 150—200 m Dolomit. Unter den *Cardita*-Schichten zeigt sich Ramsaudolomit, der nur sehr selten Fossilien (Diploporen) führt, und im unteren Theile des Frechenbaches durch Werfener Schiefer unterlagert wird. Bei v. Gümbel sind die Raibler Schichten unrichtig eingetragen, denn der Kothberggraben ist vollkommen in Dolomit eingeschnitten; von Raibler Schichten ist dort keine Spur vorhanden. Ebenso fehlt über den Werfener Schiefern der Muschelkalk, unter dem Ramsaudolomit liegen direct die Schichten mit *Naticella costata.* Dieselbe Schichtenfolge, d. h. die directe Ueberlagerung der Werfener Schichten durch Ramsaudolomit kann man beobachten, wenn man den Thorgraben emporsteigt und gegen das Loipl vorgeht.

Weitaus bessere Aufschlüsse liefert der östliche Theil des Lattengebirges. Steigt man von Hallthurm gegen die Rothöfenspitzen (die sog. Montgelasnase) empor, so trifft man gleich oberhalb jener kleinen Hügel, welche offenbar die Reste eines Bergsturzes sind, stark brecciösen und häufig roth gefärbten Ramsaudolomit. In der Höhe findet sich über dem Dolomit eine gering mächtige Masse von rothgefleckten Kalk, der vermuthlich zum Dachsteinkalk gehört. Verfolgt man von den Rothöfenspitzen aus den fast horizontal verlaufenden Jagdsteig, so trifft man bis zur Rothofenalm stets Dolomit. Im Graben westlich von dieser Alm stehen 1—2 m mächtige Raibler Mergel und Dolomite an. Dieser schmale Streifen lässt sich, nur ab und zu durch kleine Verwerfungen um ein Weniges gehoben oder gesenkt, bis zur Steinberalm verfolgen, doch wird er oft sehr dünn und spitzt an einer Stelle ganz in Dolomit aus. Gute Aufschlüsse finden sich kurz vor der Diensthütte und im Graben westlich von dieser; dort treten in dünnen Bänken schwarze Mergel, braune Dolomite, Kalke und Oolithe auf. Ueber den Raibler Schichten liegen ca. 250 m mächtige, graue bis helle Dolomite, welche ich noch zu den Raibler Schichten rechne; doch ist es auch möglich, dass sie z. Th. bereits den Dachsteinkalk vertreten; wir sind hier ja der Faciesgrenze, wie bald gezeigt werden soll, sehr nahe. Eigentlicher Dachsteinkalk findet sich erst nahe unter dem Gipfel

des Dreisesselberges. Das Fallen wechselt zwischen flach und steil bergwärts (nördlich). An der Scharte zwischen Kaarkopf und Dreisesselberg findet sich nur eine wenig mächtige Lage von Dachsteinkalk; an dieser Stelle durchsetzt ein mächtiger Querbruch, sowie einige kleinere Verwerfungen den Schichtencomplex. Dies beweist die zwischen Kaarkopf und Hochschlegel bestehende Verschiedenheit des Streichens, sowie das häufige Verschwinden und Auftauchen des Dachsteinkalkes in gleicher Höhenlage. An dem kleinen Kopf nordwestlich vom Kaarkopf treffen wir bereits wieder den Raibler Dolomit, der auch den Gipfel des Hochschlegel zusammensetzt. Ein gutes Profil gewinnt man, wenn man das Alpgartenthal hinunter klettert. Es ist mir hier nicht gelungen, Raibler Mergel anstehend zu entdecken; an einigen Stellen keilen sie ganz sicher aus, an anderen müssen sie vorhanden sein, denn man findet spärliche Rollstücke davon im Graben. Der tiefere Dolomit führt an einigen Stellen nicht selten Diploporen und *Megalodon* cf. *columbella.* In seinen unteren Lagen wird der Ramsaudolomit, wie wir es auch an anderen Stellen nicht selten beobachtet haben, roth gefärbt. Diese rothen sowie die weissen, auf Kluftflächen roth gefärbten Dolomite, welche bei Gmain in Steinbrüchen aufgeschlossen sind, hat v. Gümbel für Kreide gehalten, sie sind jedoch sicher Ramsaudolomit, da sie, wenn auch selten, Diploporen führen. Diesem lagert Tertiär vor, welches an der Bahnlinie leider nur schlecht aufgeschlossen ist.

Beim Pechter (nahe bei Kirchberg - Reichenhall) wird der Dolomit durch Werfener Schichten mit Gypseinlagerungen, also Haselgebirge, unterlagert. Durch Auswaschung der Gypslagen sind kleine Verrutschungen entstanden, so dass oft scheinbar eine Anlagerung stattfindet anstatt einer Ueberlagerung. Raibler Schichten habe ich unter dem Dachsteinkalk bisher nicht auffinden können, doch mögen sie immerhin vorhanden sein. Erwähnen will ich noch, dass ich westlich vom Hochmais am Lattengebirge eine Bank mit Daonellen fand. Nach Dr. Bittner handelt es sich um *Daonella*, ähnlich der *Richthofeni* und der *cassiana.* Diese Halobien stammen aus dem untersten Theile des Dachsteinkalkes. Das Vorkommen von Raibler Schichten bei Jettenberg ist bekannt.

Wir finden also am Lattengebirge die einfache Schichtenfolge:

Dachsteinkalk,
Raibler Schichten (Dolomit und *Cardita*-Oolithe),
Ramsaudolomit,
Werfener Schichten.

Auch am Müllnerberg trifft man noch Ramsaudolomit mit Diploporen und zahlreichen Exemplaren des kleinen *Megalodon*

cf. *columbella* (Hauptfundort beim Kibler oder Molkenbauer). Auch hier scheinen die Raibler Schichten vollkommen durch Dolomit vertreten zu sein. Ueber dem Ramsaudolomit liegt direct der Dachsteinkalk.

Was die geologischen Verhältnisse der Höhen östlich von Reichenhall und St. Zeno betrifft, so bieten dieselben für den Fachmann hervorragendes Interesse, insofern sie Aufschluss geben über die stratigraphische Stellung des Reichenhaller Kalkes, über welchen bisher die Ansichten sehr auseinander gingen.

Begiebt man sich von St. Zeno aus an diesen Bergrücken, so findet man an dem Wege, welcher dem des Hügels folgt, etwa gegenüber der Kirche St. Zeno, grünlich-grauen, glimmerhaltigen Schiefer und mergelige Sandsteine oder sandige Schiefer, wie sie in den oberen Werfener Schichten verbreitet sind. In diesen Lagen fand ich eine *Myophoria costata.* Die Schichten streichen (soweit dies mit einiger Sicherheit erkennbar ist) N. 35^{0} W., Fallen 60^{0} S. Wahrscheinlich sind es diese Schichten, welche v. Gümbel auf seiner Karte als Buntsandstein eingetragen hat. Verfolgen wir nun den Weg weiter nach Süden, so finden wir hinter dem Garten der Villa Karg schwarze, dickbankige, splitterige, oft brecciöse Kalke schlecht aufgeschlossen, in denen spärliche Fossilreste auftreten. Auch im weiteren Verlauf des Weges treffen wir noch öfters derartige Aufschlüsse; dazwischen zeigen sich an einer Stelle sehr schlecht aufgedeckt (oben von jüngeren Conglomeraten überlagert, auf dem Abhang mit Rasen bewachsen) Rauhwacken, welche vielleicht in die Kalke eingelagert sind, vielleicht aber auch bloss aus der Nagelfluh stammen. Ungefähr 250 m nördlich von der Ruine Gruttenstein befindet sich an dem mehrfach erwähnten Wege, der am Westfuss des Hügelzuges entlang läuft, eine Höhlung im Felsen (angefangener Steinbruch oder Stollen?). Hier treten wieder jene schwarzen Kalke zu Tage (Streichen N. 65^{0} W., Fallen 75^{0} S.) und führen auch ziemlich reichlich Fossilien. Endlich finden wir dieselben Kalke noch einmal und zwar auf einer ziemlich grossen Fläche aufgedeckt hinter der Saline, wo sie ebenfalls, wenn auch seltener, Fossilien enthalten. In den Stollen lässt sich der Verbauungen wegen nur wenig beobachten. Die Kalke scheinen über den Salzlagern zu liegen und im unteren Theile mit Rauhwacken zu wechsellagern.

An Fossilien fand ich:

Entrochus sp. in Crinoidenkalken, welche in den schwarzen, gleichförmigen Kalken liegen

Neritaria stanensis Pichl. in kleinen Exemplaren nicht selten; ich fand zwei grössere, gut bestimmbare Stücke.

Myophoria costata Zenk. 5 Exempl.
Modiola triqueter Seeb. sehr häufig, zuweilen gesteinserfüllend.

Im Nordwesten von Reichenhall erheben sich aus der Ebene in hohen Steilwänden der Staufen und der Zwiesel. Sie bestehen aus einem weissen, häufig gut gebankten, ziemlich senkrecht gestellten Kalk, dessen Alter jedoch nicht ganz leicht zu ermitteln ist. Wenn man von Nonn nach Mauthhausen geht, so trifft man an der Strasse typischen Reichenhaller Kalk, darauf folgt ein grauer bis dunkler Kalk, in welchem ich keine Fossilien gefunden habe. v. Gümbel fasst diesen Kalk als Wettersteinkalk auf. Steigt man nun zum Schloss Staufeneck empor, so überschreitet man den Moränenschotter, in welchem sich Kalke mit Callovien-Brachiopoden gefunden haben, ob anstehend oder nicht, lässt sich wohl kaum constatiren. Steigt man nun weiter empor, so hat man gegen Süden hin stets den schon beschriebenen grauen Kalk. Geht man von der Kochalm auf dem Stauffensteig zum Gipfel empor, so überquert man zuerst dunkelgraue Kalke, welche gegen Süden bald in weisse Kalke übergehen; diese stehen nahezu senkrecht und bilden das Felsenmassiv des Stauffen. Ich fand darin nicht selten *Lithodendron*-Stöcke, sowie eine Korallenart, welche auffallend an *Thecosmilia clathrata* erinnert und besonders am Gipfel ausserordentlich häufig ist. Bei einer Gratwanderung vom Stauffen zum Zwiesel fand ich stets nur diese Korallen. Auf der Südseite konnte ich keine directe Ueber- oder Unterlagerung durch andere Gesteine beobachten; die Grenze ist vollkommen verschüttet; erst bei der Padingalp trifft man Sandsteine, welche wohl bereits zur Kreide gehören.

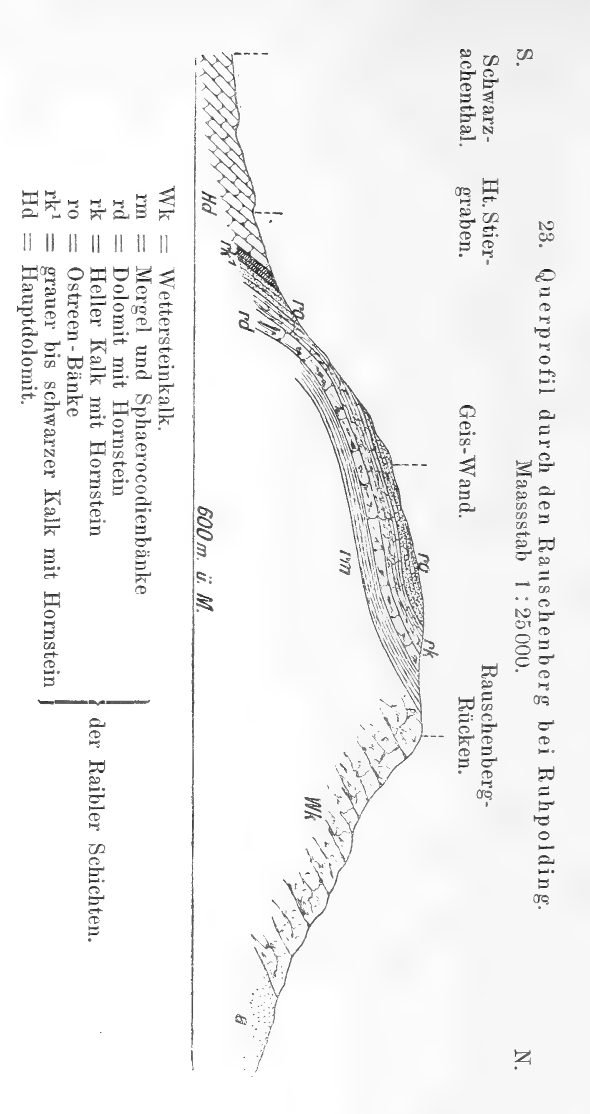
Nicht besser sind die Resultate, welche man erhält, wenn man von Inzell aus das Gebirge durchquert. Man trifft hier zuerst einen grauen bis schwarzen Kalk, mit einigen wenigen Korallen; v. Gümbel rechnet diesen Kalk theils zum Wettersteinkalk, theils zum Muschelkalk. Nach Ueberschreitung des Stabbachthales zeigt sich ein grauer, splitteriger Dolomit, welcher beim Mauthäusl eine flache Mulde bildet und sich bis zum Thumsee verfolgen lässt. An dem Ostende dieses Sees aber tritt Rauhwacke in inniger Verbindung mit Dolomit auf; diese Schicht ähnelt sehr den oberbayerischen Raibler Schichten; etwas weiter östlich am Karlstein ist ein schneeweisser Kalk, ganz ähnlich dem Stauffenkalk, aufgeschlossen, doch ist nicht zu erkennen, in welcher Beziehung er zu den Rauhwacken steht. Geht man nun gegen den Listsee vor, so trifft man wiederum den grauen Dolomit und weiter auf dem Wege zur Zwieselalm graue Mergel, welche zuweilen Fossilien führen; an einer Stelle fand ich darin eine Bank,

welche den *Cardita*-Oolithen sehr ähnelt und *Cardita*-artige Formen enthält; ferner fanden sich indifferente *Pecten* und Ostreen; wir haben es hier ziemlich sicher mit Raibler Schichten zu thun. Diese Mergel kann man bis an die Zwieselalm verfolgen, wo wiederum graue Dolomite auftreten. Am Zwiesel selbst zeigt sich jener vom Stauffen uns bekannte weisse Kalk.

Die Lagerungsverhältnisse weisen also darauf hin, dass der Dolomit am Mauthäusl als Hauptdolomit, der Stauffenkalk als Wettersteinkalk aufzufassen ist. Den eigentlichen tektonischen Schlüssel giebt uns jedoch der Rauschenberg zwischen Inzell und Ruhpolding.

Dieser Gebirgsstock ist im Allgemeinen von recht einfachem Bau; wenn auch zahlreiche Querbrüche vorhanden sind, so bleibt doch im Allgemeinen das Querprofil dasselbe; nur selten treten bedeutendere Längsbrüche auf.

Geht man von Ruhpolding gegen das Weisstraunthal, so trifft man auf der Ostseite des Thales mächtige Wände von schneeweissem Wettersteinkalk; das Thal entspricht dem Verlaufe einer Querverwerfung, wie das Vorhandensein von Lias am Beginn des Thales beweist; diese Verhältnisse werden jedoch von anderer Seite genauer dargestellt werden; hier interessirt uns nur die Ostseite. Beim Aufstieg vom Weisstraunthal gegen den Sackgraben trifft man an der grossen Schutthalde nördlich von diesem Graben Raibler Mergel und Dolomite (Streichen N. 45° W., Fallen 50° N., das Fallen wechselt etwas), welche gegen Süden von Hauptdolomit scheinbar normal überlagert werden. Der Hauptdolomit lässt sich häufig nur schwer von dem brecciösen Dolomit der Raibler Schichten unterscheiden. Man bleibt nun im Hauptdolomit bis gegen die Sackgrabenalm hin, dann treten wieder Raibler Kalke und Dolomite auf, welche hier nach Süden einfallen. Sphaerocodien und *Cardita*-Querschnitte sind hier ziemlich selten. Oestlich vom obersten Theil des Hinteren Stiergrabens tritt Hauptdolomit an den Weg, und zwar liegt derselbe normal auf den Raibler Kalken und Dolomiten, die mit ca 45° nach Süden einfallen. Die Raibler Schichten kann man noch weit nach Osten verfolgen, immer in der gleichen normalen Lagerung. Steigt man auf dem schlecht erkennbaren Fusswege am linken Ufer des Hinteren Stiergrabens empor, so trifft man zunächst schwarze, Hornstein führende Kalke und Dolomite mit geringen Mergeleinlagerungen und Sphaerocodien-Kalken; die Ostreen-Bank ist nur mangelhaft aufgeschlossen. In einer Wandstufe treten sodann, die dunklen Kalke etc. unterlagernd, weisse bis graue, hornsteinreiche Kalke auf, die ziemlich steil stehen; sie führen zuweilen *Megalodon triqueter* und sind von v. Gümbel als Wettersteinkalk in



23. Querprofil durch den Rauschenberg bei Ruhpolding.
Maassstab 1 : 25000.

Wk = Wettersteinkalk.
rm = Mergel und Sphaerocodienbänke
rd = Dolomit mit Hornstein
rk = Heller Kalk mit Hornstein
ro = Ostreen-Bänke
rk¹ = grauer bis schwarzer Kalk mit Hornstein
} der Raibler Schichten.
Hd = Hauptdolomit.

die Karte eingetragen worden. Unterlagert werden diese Kalke von grauen und braunen Mergeln, das Fallen wird etwas flacher, auf den Mergeln liegen noch einzelne Fetzen von dem weissen Kalk, dann treten am Weg zur Kienbergalm unter dem Kalk graue, plattige Mergel und rothbraun verwitternde, mergelige Sphaerocodien-Kalke auf. Geht man nun gegen die Rauschenberg-

alm, so trifft man beim Aufstieg nochmals die hellen, hornsteinreichen Kalke, um dann bergwärts wieder in die unterlagernden Mergel zu gelangen. Diese stossen mit einer Längsverwerfung am Wettersteinkalk des Ostrückens des Rauschenberges ab. Viel einfacher ist der Westrücken. Hier sind die klotzigen weissen Kalke der Raibler Schichten in einer Wand aufgeschlossen; sie werden von Dolomit unterlagert, welcher da, wo er gebankt ist, zahlreiche Fossilien, vor Allem *Cidaris*-Stacheln, *Cardita* sp. und *Megalodon triqueter*, führt; an anderen Stellen ist er fossilleer und brecciös, er greift unregelmässig in den weissen Kalk ein; auch finden sich kalkige Linsen im Dolomit selbst. Unterlagert werden diese Dolomite von den grauen Mergeln und Sphaerocodien-Kalken. Ueberlagert werden die hellen Kalke, welche nicht selten gut erhaltene Exemplare von *Megalodon triqueter* führen, von braunen Mergeln und blauschwarzen Kalken, welche in zahlreichen Mengen *Ostrea montis caprilis* und andere Bivalven führen. Eine besonders reiche Fundstelle ist vor dem Joch zur Rossgasse vorhanden. Die Rossgasse entspricht einer Querverwerfung, die man vor dem Joch und an diesem selber sehr schön beobachten kann. Der Thalboden der Gasse ist leider mit Schutt bedeckt, so dass sich die Verwerfung nicht weiter nach Norden verfolgen lässt; obwohl der Wettersteinkalk auf beiden Seiten in ganz gleicher Weise zu streichen und einzufallen scheint, ist doch sicher eine Verwerfung vorhanden.

Der Rauschenberg entspricht dem Nordflügel eines gebrochenen Sattels. Nach Süden wird der Hauptdolomit an einigen Stellen von Koessener Schichten überlagert, während noch weiter nach Süden der Hauptdolomit des Sonntagshorns riesige Wände bildet und erst auf der Südseite des Gipfels von Koessener Schichten überlagert wird. Das beweist uns, dass das Schwarzachthal dem Verlaufe einer Längsverwerfung entspricht, die den erwähnten riesigen Sattel nochmals in einen nördlich abgesunkenen und einen südlich gehobenen Theil zerlegt.

Der Wettersteinkalk, die Raibler Schichten sowie der Hauptdolomit des Rauschenberges lassen sich nach Osten fast ununterbrochen bis zum Zwiesel-Stauffen-Massiv verfolgen. Dadurch wird es so gut wie sicher, dass dieses Massiv bereits der oberbayerischen Facies angehört und dass die Grenze zwischen der oberbayerischen und der Berchtesgadener Facies mit der Einsensenkung von Reichenhall zusammenfällt.

Ziemlich schwierig ist die Bestimmung der Grenze zwischen beiden Faciesbezirken im Saalachthal zwischen Lofer und Schnaizelreuth. Ich habe allerdings im Saalachthal am Abhang des Ristfeichthorn Diploporen im Dolomit gefunden, doch ist am

Ristfeichthorn selber und am Sonntagshorn bereits ganz sicher Hauptdolomit vorhanden. Damit stimmen nun auch die Beobachtungen SCHLOSSER's[1]) überein; er fand an der Kammerkehr[2]) oder Steinplatte noch Ramsaudolomit von Dachsteinkalk überlagert, am Fellhorn (westlich davon) fand sich Ramsaudolomit und darüber Hauptdolomit, doch ist die Grenze zwischen beiden Schichten nicht aufgeschlossen. Fügen wir nun hinzu, dass am Sonntagshorn und am Nordabhang des Dürrnbachhorn sicher Hauptdolomit, noch weiter nördlich, am Kienberg, aber bereits Wettersteinkalk vorhanden ist, so können wir die Grenzen zwischen den beiden Faciesbezirken ziemlich genau feststellen. Sie verläuft von Reichenhall über den Thumsee durch das Saalachthal, biegt bei Unken nach Westen aus, geht an der Nordseite der Steinplatte entlang, zieht sich zum Fellhorn hinüber und folgt dann den Südgehängen des Kaisergebirges. Wir werden auf diese Grenze noch an einer anderen Stelle zurückkommen.

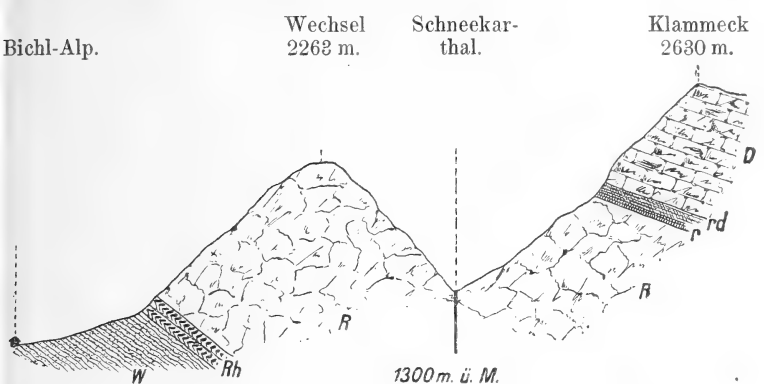
Profile aus den Gebirgen östlich vom Steinernen Meer (Hochkönig, Hagengebirge).

Der Hochkönig (2938 m), der höchste Punkt der Uebergossenen Alp, ist geologisch ebenso wie das Hagengebirge und das Immlaugebirge von dem Steinernen Meer kaum zu trennen, da alle vier Gebirge durch hohe Pässe eng mit einander verbunden sind, ja die Trennung des Hagengebirges vom Steinernen Meer ist topographisch bereits eine ziemlich willkürliche; wir werden uns daher auch nicht wundern, wenn wir ähnliche geologische Verhältnisse wiederfinden.

Wenn man von Hinterthal aus zu den Lausköpfen emporsteigt, so findet man Werfener Schichten, darüber eine wenig mächtige Partie von schwarzem Reichenhaller Dolomit, der ohne scharfe Grenze in den ihn überlagernden Ramsaudolomit übergeht. Der Zug der Lausköpfe ist von dem nördlich von ihm liegenden Hochseiler jedenfalls durch eine Verwerfung getrennt, denn während man dem Fallen der Schichten nach am Eingang des Schneekarthals bereits die oberen Schichten des Ramsaudolomites vermuthen sollte, findet man dort noch Reichenhaller Dolomit, und erst darüber stellt sich der typische Ramsaudolomit ein, der hier nicht sehr selten *Diplopora herculea* und *D.* cf. *porosa* führt; auch fand ich Querschnitte von Gastropoden sowie von dem kleinen *Megalodon columbella.* Ziemlich hoch oben, oberhalb der neuen Bertgenhütte des Oesterreichischen Touristen-

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1895, p. 349.
[2]) Unter dem falschen Namen Kammerkahr bekannt.

24. Profil durch den westlichen Theil der Uebergossenen Alp.
Maassstab 1 : 25 000.



D = Dachsteinkalk. rd = Raibler Dolomit. r = *Cardita*-Oolith. R = Ramsaudolomit. Rh = Reichenhaller Dolomit. W = Werfener Schichten.

klubs, zieht ein schmales Band von *Cardita*-Oolithen durch, d. h. ob es thatsächlich ein Band ist, will ich nicht mit Sicherheit behaupten, da ich es an einigen Stellen nicht auffinden konnte. Diese *Cardita* - Oolithe führen neben *Cardita Guembeli* Seeigel-Stacheln und unbestimmbare Bivalven. Die Schicht ist wenige Meter mächtig und wird von einer Partie Dolomit überlagert. Dann folgt, wie immer, der Dachsteinkalk, der hier Spuren von Arcesten-Durchschnitten aufweist; leider verhinderten mich Schneefälle an genauerer Nachforschung.

In ganz auffallender Weise weicht die Ostseite der Uebergossenen Alp von der Westseite ab. Das Profil bei Mitterberg ist schon seit langer Zeit bekannt, weshalb ich nicht nochmals eine graphische Darstellung gebe. Bei Mitterberg liegt paläozoischer Schiefer; erst $^1/_2$ km vor der Mitterfeldalm treten Werfener Schiefer mit zahlreichen verquetschten Petrefacten auf. Auf diesen findet sich Reichenhaller Kalk, welcher gegen oben dolomitisch wird und in echten Ramsaudolomit übergeht. Darüber liegt vor der Mitterfeldalm eine ziemlich mächtige Ablagerung von Raibler Mergeln, in denen ich *Cardita Guembeli* Pichl. und *Halobia rugosa* Gümb. fand. Fugger und Kastner nennen daraus *Cardita crenata* Goldf., *Halobia rugosa* Gümb., *Terebratula* sp., *Pentacrinus* div. sp. Ueber diesen Raibler Schiefern liegt an der Mandelwand Raibler Dolomit und über diesem der Dachsteinkalk.

Werfener Schichten, Muschelkalk und Ramsaudolomit sind zusammen nur ca. 50 m mächtig.

Fugger und Kastner[1]) haben die Ostseite der Uebergossenen Alp sehr genau untersucht und fanden im Profil Mitterberg-Mandelwand: Silurschiefer, 5 m Werfener Schiefer, 100 m Muschelkalk, 120 m Guttensteiner Dolomit, bunte Dolomitbreccie, 60 m Wettersteindolomit, 165 m Raibler Schiefer und Kalke, 130 m Raibler Dolomit, Dachsteindolomit und Kalk. Wie ich die Verhältnisse deute, haben wir:

Dachsteinkalk (Dachsteindolomit habe ich nicht gesehen, der Kalk brauste beim Betupfen mit Salzsäure auf.
130 m Raibler Dolomit.
165 m Raibler Mergel und Kalke.
180 m. Ramsaudolomit.
100 m Reichenhaller Kalk.
5 m Werfener Schiefer.
Paläozoische Schiefer.

Wenn wir diese Verhältnisse mit den oben geschilderten bei Hinterthal vergleichen, so finden wir, worauf auch schon Bittner sowie Fugger und Kastner hingewiesen haben, dass von Osten gegen Westen die Raibler Schiefer an Mächtigkeit abnehmen, so dass sie bei Hinterthal nur noch wenige Meter Mächtigkeit besitzen, der Ramsaudolomit dagegen bis zu einer Dicke von 600 bis 800 m anschwillt. Auch die Werfener Schichten haben bei Mitterberg nur eine Mächtigkeit von 5 m, am Hinterthal dagegen eine solche von mindestens 300 m. Diese Verhältnisse müssen wir jedenfalls auf die Nähe des Festlandes zur Zeit der unteren Trias zurückführen, welches hier einen Sporn vorschickte, so dass die Werfener Schiefer auf diesem Sporn wenig, dagegen zu beiden Seiten erheblich mächtig sind. Die Einwirkung dieses Sporns dauerte jedenfalls bis zur Zeit des Dachsteinkalkes, ob noch länger, können wir bei dem Mangel an jüngeren Ablagerungen nicht beurtheilen.

Dass im Dachsteinkalk der Uebergossenen Alp (Ewiger Schneeberg, Hochkönig) verschiedentlich Ammoniten gefunden sind, ist bekannt. Nach Bittner[2]) sind die ersten Cephalopoden hier 1865 entdeckt und von Hauer, Stur, Foetterle auf Hallstätter Funde bezogen worden. 1874 und 1879 wurden diese Funde auch durch v. Mojsisovics erwähnt; er giebt an, dass sie spe-

[1]) Aus den salzburgischen Kalkalpen. Mittheil. Ges. f. Salzburger Landeskunde, 1883, p. 159—169.

[2]) Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk, 1896, p. 6 ff.

cifisch unbestimmbar, aber jedenfalls von allen bekannten Hallstätter Arten verschieden seien. Diese selbe Bemerkung bezieht sich auch auf die 1872 von Pirchl gesammelten Cephalopoden. 1896 bestimmte v. Mojsisovics[1]) diese selben Exemplare als:

Eutomoceras Theron Dtm. (5 vortrefflich erhaltene Exemplare).
Juvavites altimplicatus Hau.? (stimmt gut mit dieser Art überein).
Arcestes ind.

und setzt hinzu, dass diese „Zone“ unzweifelhaft der Zone des *Tropites subbullatus* entspräche.[2])

Werfen wir nun noch einen Blick auf die Lagerungsverhältnisse an den Teufelshörnern. Diese bestehen zu oberst aus Dachsteinkalk, welcher am kleinen Teufelshorn O-W. streicht und mit 70° nach N. einfällt, am grossen Teufelshorn ist das Streichen dagegen flach nördlich. Um ein Profil zu gewinnen, bin ich direct über die Südostwand des kleinen Teufelshorns abgestiegen. Ungefähr in einer Höhe von 1900 m unterlagert Ramsaudolomit den Dachsteinkalk, doch liess sich an dieser Stelle kein Vorkommen von Raibler Schichten nachweisen, vielleicht deshalb, weil eine V förmig geknickte und senkrecht gestellte Scholle von Ramsaudolomit die normale Unterlage des Dachsteinkalkes des kleinen Teufelshornes fast ganz verdeckt. Die geknickte Scholle ist ziemlich dunkel gefärbt und gehört vielleicht schon zum Reichenhaller Dolomit.

Auch an den Wänden unter dem Jager Brunntrog habe ich bisher keine Raibler Schichten auffinden können, doch mögen sie immerhin vorhanden sein, denn etwas weiter östlich unter den Wänden der Thannthalköpfe konnte ich sie beobachten, und Bittner fand sie noch weiter östlich am Hochgschirr, wo sie ebenfalls von Dolomiten überlagert werden.[3]) Darüber befinden sich die Dachsteinkalke der Tristlwand mit den von Bittner entdeckten Hallstätter Fossilien. Der Ramsaudolomit wird am Nordgehänge des Blühnbachthales von Reichenhaller Dolomit und Kalk unterlagert, dieser jedenfalls durch Werfener Schichten, doch fand

[1]) Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes, p. 14.
[2]) Ich habe das hier nur angeführt, um zu zeigen, wie wenig auf diese Cephalopoden-Bestimmungen zu geben ist; dieselben Exemplare waren 1874 und 1879 von allen Hallstätter Formen verschieden und beweisen 1896 plötzlich das Vorhandensein einer wohlbekannten „Zone“ des Hallstätter Kalkes.
[3]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 106.

ich keinen guten Aufschluss der Grenze. Auch war es mir nicht möglich, genauere Untersuchungen anzustellen, weil das Betreten des Blühnbachthales den Fremden verboten ist.

Als einen Ausläufer des Hagengebirges kann man wohl den Ofenauer Berg ansehen. Dieser Berg besteht aus Dachsteinkalk; auf der Nordseite befindet sich neben dem Tunnel der Eisenbahn ein grosser Steinbruch, in welchem ich ausser zahlreichen Exemplaren der *Rhynchonellina juvavica* Bittn. ein Gesteinsstück fand, welches ganz aus Schalen der *Monotis salinaria* Br. zusammengesetzt ist. Da ich das Stück im Schutt des Steinbruches fand, will ich nicht mit Sicherheit behaupten, dass es thatsächlich vom Ofenauer Berg stammt, immerhin ist es nicht unwahrscheinlich, da sich ja *Monotis salinaria* Br. auch am Hochbrett, welches westlich vom Ofenauer Berg liegt, gefunden hat.

Hier anschliessend seien noch die Salzachöfen kurz besprochen. Das Gestein, durch welches sich die Salzach ihr Bett gegraben hat, ist Dachsteinkalk, oft von den schönsten Exemplaren von *Megalodon scutatus* erfüllt; man findet sie sowohl in der Klamm, als auch an der Strasse zum Pass Lueg gut herausgewittert. Ausserdem fand ich in einer Schmitze von rothem Gestein einen *Arcestes subumbilicatus*. In welcher Verbindung die Hallstätter Kalke bei Eben mit dem Dachsteinkalk stehen, habe ich nicht genau beobachten können; nach den heutigen Anschauungen würde man sie vielleicht einfach als Einlagerungen aufzufassen haben.

Gliederung der Berchtesgadener Trias.

Nachdem wir in ausführlicher Weise eine Reihe von Profilen aus den Berchtesgadener Alpen besprochen haben, wollen wir jetzt zusammenfassen, was über die Gliederung der Trias zu sagen ist. Das Tiefste der aufgeschlossenen Schichten ist der Buntsandstein. In der Umgegend von Berchtesgaden ist er stets als sandiger, glimmerhaltiger Schiefer von rother, grauer oder grüner Farbe ausgebildet, welchen Schiefer wir allgemein als Werfener Schiefer bezeichnen. Die Unterlage dieses Schiefers ist hier nirgends aufgeschlossen; weiter gegen Westen bei Kitzbühel scheint er von dem für permisch gehaltenen Kitzbüheler Marmor unterlagert zu werden. Die unteren Theile des Werfener Schieters sind im Allgemeinen roth, die obersten Lagen grau oder grün, zuweilen kalkig. Die höchsten Lagen zeigen auch stets eine ihnen eigenthümliche Fauna, sie sind vor Allem durch das Auftreten von *Naticella costata* Münst. charakterisirt. Das schönste Profil durch die Werfener Schichten, das von Schwarzeck zur Ramsau, liefert uns folgende Gliederung (von oben nach unten):

1. graue und blaue Kalke, grünlich graue Mergel mit *Naticella costata* Münst. und *Myophoria costata* Zenk.
2. röthliche, glimmerreiche, sandige Schiefer mit *Myacites fassaënsis* und *Gervillia mytiloides* Schloth.
3. graue, blaue, grünliche und röthliche sandige Kalke mit *Myacites fassaënsis*.
4. röthliche, sandige, glimmerreiche Schiefer wie 2. mit *Lingula tenuissima* Bronn.
5. Kalke wie 3. mit *Myacites fassaënsis* Wissm. und *Lingula tenuissima* Bronn.

Die Gliederung ist nicht allgemein verbreitet, fast immer lässt sich nur 1. oder 1. und 2. erkennen, welche ich als obere Werfener Schiefer zusammenfasse. Schon Bittner[1]) hat auf die Constanz dieses Horizontes in den nordöstlichen Alpen hingewiesen, und ich kann seine Erfahrungen in jedem Punkte bestätigen. Im Gebiete von Berchtesgaden fanden sich in den oberen Werfener Schichten:

1. *Naticella costata* Münst.
2. *Natica (?) gregaria* Schloth.
3. *Myophoria costata* Zenk.
4. — *ovata* Bronn.
5. — *orbicularis* Bronn.
6. — *vulgaris* Schloth.
7. *Avicula inaequicostata* Ben.
8. *Hinnites comptus* Goldf.
9. *Pecten (Avicula) venetianus* Hau.
10. *Gervillia mytiloides* Schloth.
11. *Myacites fassaënsis* Wissm.
12. *Lingula tenuissima* Bronn.
13. *Entrochus* sp.
14. *Pentacrinus* sp.

Bittner führt l. c., 1886 eine ganz ähnliche Fauna aus den Werfener Schichten von Eisenerz auf. Die Fauna der oberen Werfener Schichten Berchtesgadens wird sich mit der Zeit als eine ziemlich reiche erweisen, wenn Fundstellen wie die am Schwarzeck besser ausgebeutet werden, als es mir möglich war. v. Gümbel[2]) giebt übrigens an, dass am Schwarzeck Muschelkalk vorhanden sei und citirt daraus *Myophoria cardissoides*, *M. orbicularis*, *Naticella costata*, *Gervillia socialis*, *Terebratula vulgaris* und *Encrinus liliiformis*. Diese Myophorien und Gervillien habe ich nicht gefunden, dagegen andere Arten dieser Gattungen; ebenso wenig habe ich *Terebratula vulgaris* und *Encrinus liliiformis* angetroffen; aus der Angabe der *Naticella costata* aber

[1]) Verh. k. k. geolog. R.-A., 1886, p. 387 ff.

[2]) Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengeb., 1861, p. 164.

ersieht man, dass v. Gümbel jedenfalls die oberen kalkigen Werfener Schichten meint. Ferner giebt v. Gümbel folgende Gliederung von unten nach oben:

1. Werfener Schichten,
2. Thone mit Spuren von Gyps.
3. gelblich graue, dolomitische Kalke mit Brauneisensteinputzen.
4. graue, gelblich gefleckte Mergelkalke (mit der oben citirten Fauna).
5. wohlgeschichtete, dünnbankige, graue und schwärzliche, oft weissaderige, dolomitische Kalke, im Hangenden von brecciösem Aussehen, nach oben mit thonigen Zwischenlagen in graulichem oder röthlich-weissem Kalk (unt. Keuperkalk) übergehend.
6. mächtige, weissliche Dolomite am Todtmann-Berg.

1 habe ich beobachtet, ebenso 2 und 3, halte diese aber für unwesentliche Einlagerungen in 4, welches die oberen Werfener Schichten sind; 5 ist nur stellenweise vorhanden, auch sind es keine Kalke, sondern nur Dolomite, welche als unterer Theil von 6, dem Ramsaudolomit, aufzufassen sind. Einzelne schwarzblaue Kalkbänke finden sich jedoch auch in den obersten Werfener Schiefern, sie wechsellagern mit sandigen, glimmerreichen Schiefern und führen *Myacites fassaënsis.* Bei v. Gümbel sind die Einlagerungen sandiger Schiefer sowie die Rauhwacken nicht aufgeführt.

Im Jahre 1892 giebt v. Gümbel[1]) nochmals ein Profil durch das Schwarzeck, welches jedoch erheblich von dem ersten abweicht; hier folgen von unten nach oben:

1. Werfener Schichten mit Gypseinlagerungen.
2. Kalkige Muschelbank.
3. Werfener Schiefer.
4. Muschelkalk mit *Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris, Retzia (!) trigonella.*
5. verstürzter Dolomit und Kalk.

Hier fehlt also *Naticella costata*, dafür erscheint *Spirigera*[2]) *trigonella.* Sind diese Fossilien thatsächlich richtig bestimmt, so stammen sie vielleicht aus Geschieben, anstehenden Muschelkalk habe ich nicht gefunden. Weshalb aber v. Gümbel

---

[1]) Geologie von Bayern, II, p. 213.

[2]) Die Art gehört, wie schon Quenstedt nachgewiesen hat, dessen Anschauungen von Rothpletz und Bittner bestätigt wurden, nicht zu *Retzia.*

die Schichten mit *Naticella costata* ignorirt, die er doch 1861 gesehen hat, wenn er sie auch für Muschelkalk hielt, ist aus dem Text nicht zu ersehen. Dass der Dolomit verstürzt ist, hat v. Gümbel sich construirt, weil er ihn offenbar für Hauptdolomit hält: an einem hervortretenden Sporn in der Nähe von Schwarzeck ist jedoch die normale, vollkommen concordante Ueberlagerung auf's Schönste zu beobachten. Merkwürdigerweise fehlt in dem Profil vollständig der untere „Keuperkalk", der doch 1861 da war und den „Muschelkalk" offenbar normal überlagerte; wohin er jetzt gekommen, ist nicht ersichtlich.

Die Mächtigkeit der Werfener Schiefer im Berchtesgadener Gebiete ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen, da die Unterlage unbekannt ist; jedenfalls wird die Zahl 300 m eine nicht zu hohe sein.

Der Reichenhaller Kalk.

In der ersten meiner beiden erwähnten Mittheilungen [1]) hatte ich den Reichenhaller Kalk noch zum Buntsandstein gezählt und ihn für eine Facies der Schichten mit *Naticella costata* gehalten; in der zweiten Notiz ist dies geändert worden, indem ich die betreffende Schicht in Uebereinstimmung mit Bittner als unteren Muschelkalk betrachtete. Das soll vor Allem begründet werden.

An den Namen Reichenhaller Kalk knüpft sich eine z. Th. recht unerquickliche Polemik zwischen Bittner und Rothpletz; es handelt sich dabei erstens darum, ob die Reichenhaller Kalke mit den Myophorien - Schichten [2]) des Karwendels gleichalterig, ja dem Gestein und der Fauna nach identisch seien, zweitens ob sie zum Buntsandstein oder zum Muschelkalk gehören, und drittens, welchem der beiden Namen die Priorität zukomme.

Der Name Reichenkaller Kalk wurde im Jahre 1868 von v. Mojsisovics [3]) für die schwarzen Kalke geschaffen, welche an dem Hügelzug St. Zeno - Gruttenstein bei Reichenhall auftreten. Ueber das Alter dieser Ablagerungen war sich v. Mojsisovics jedoch nicht klar geworden, denn während es l. c. p. 224 [4]) heisst:

Hallstätter Kalk,
Zlambach - Schichten,
Reichenhaller Kalk,
Anhydritregion,

---

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1895, I, p. 218—220; Verh. k. k. geol. R.-A., 1895, p. 251—253.

[2]) Schichten mit *Myophoria costata* Zenk. und *Neritaria (Natica) stanensis* Pichl.

[3]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1868, p. 224, 329.

[4]) Bezieht sich auf die Lagerungsverhältnisse bei Aussee.

lesen wir l. c. p. 329 [1]) folgende Gliederung:

Wettersteinkalk,
Cardita-Schichten,
Haselgebirge von Hall,
Reichenhaller Kalk,
Dolomite (im unteren Theil = Partnachschichten),
Wellenkalk,
Buntsandstein.

Im folgenden Jahre (1869) giebt v. MOJSISOVICS [2]) in einem Bericht über die vom Oberförster MAYER gesammelten Fossilien an, aus den Reichenhaller Kalken lägen ihm mehrere Arten vor: *Natica, Mytilus* und eine *Myophoria,* welche von *M. costata* ZENK. specifisch verschieden sei. Der Fundplatz dieser Petrefacten wird nicht genannt. Im selben Jahre publicirt v. MOJSISOVICS [3]) eine weitere Gliederung der Trias:

Zlambach-Schichten,
Reichenhaller Kalk,
Salzlager des Salzkammergutes,
Partnachdolomit.

In dieser Arbeit werden die Schichtglieder genauer beschrieben, ohne dass bei dem Reichenhaller Kalk eine Angabe über Fossilien gemacht würde.

Die eigentlichen Reichenhaller Kalke von St. Zeno scheint v. MOJSISOVICS nicht geologisch untersucht zu haben, und seine Gliederungen sind einander zu widersprechend, als dass man aus ihnen das richtige Alter der hier besprochenen Schichten ersehen könnte. Bestimmtere Angaben verdanken wir v. GÜMBEL [4]), der bereits 1861 die Kalke von St. Zeno für Muschelkalk vom Aussehen des Gutensteiner Kalkes erklärte; sie liegen nach ihm über den Gypsschichten des Buntsandsteins; Fossilien werden nicht angeführt. Diese Angaben wurden im Jahre 1892 von v. GÜMBEL [5]) nur wiederholt mit der Bemerkung, dass man diese Art des Muschelkalkes mit dem Namen Reichenhaller Kalk belegt habe.

Nach dem Jahre 1869 finden wir eine Zeit lang keine weiteren Angaben über die hier behandelten Schichten, erst im Jahre 1872 erwähnte v. HAUER [6]) sie in seiner Zusammenstellung der

---

[1]) Bezieht sich auf die Prole bei Hall in Tyrol.
[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1869, p. 38.
[3]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1869, p. 94, 154, 157.
[4]) Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges, 1861, p. 173.
[5]) Geologie v. Bayern, II, 1892, p. 215.
[6]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1872, p. 207.

Namen der alpinen Schichten; er giebt an, dass die Reichenhaller Kalke über den Salzlagern und unter den Zlambach-Schichten lägen.

Die Literatur enthält nun wiederum während einer Reihe von Jahren nichts Neues über die Reichenhaller Kalke; erst 1884 wird der Name durch BITTNER[1]) von Neuem aufgenommen; an der betreffenden Stelle heisst es (p. 102), dass am Buchberg bei Bischofshofen über den Werfener Schichten mit *Myophoria costata* ZENK. eine Bank dunklen Kalkes mit kleinen Modiolen, Gervillien und *Myophoria*-artigen Bivalven läge. In einem anderen Aufsatze wird eine weite Verbreitung dieser Schicht nachgewiesen und bemerkt, dass sie eine ärmliche Fauna von Modiolen, Gervillien und *Myophoria*-artigen Bivalven, kleinen Gastropoden enthielte und in Verbindung mit Werfener Schichten aufträte. Auch im Jahre 1886 bespricht BITTNER[2]) eingehend die Lagerungsverhältnisse und das Vorkommen der Reichenhaller Kalke. Es ist jedoch hierbei zu bemerken, dass auch BITTNER nicht die Kalke von St. Zeno untersucht hat, dass er ferner nirgends eine specifisch bestimmte Art anführt, sondern nur im Allgemeinen das Vorhandensein von Modiolen, Gervillien, *Natica*-artigen Gastropoden, sowie einer *Myophoria*, welche der *M. costata* ZENK. zum mindestens sehr nahe stehe, constatirt.

Bevor wir auf die späteren Schriften, in welchen der Name „Reichenhaller Kalk" gebraucht wird, eingehen können, müssen wir darstellen, welche Bewandtniss es mit dem Namen „Myophorien-Schichten" hat, da nach 1886 bereits der Prioritätsstreit beginnt.

Im Jahre 1866 stellte HOHENEGGER[3]) für Kalke des Röth bei Krakau den Namen Myophorien-Kalke auf. Diese Ablagerungen führen Steinkerne von *Myophoria costata* und eines kleinen *Natica*-artigen Gastropoden, welche HOHENEGGER als *Natica gregaria?* bestimmt hat; Exemplare dieser Arten aus den Krakauer Localitäten befinden sich in der Münchener Staatssammlung, sie sind, wie aus den Etiquetten hervorgeht, von HOHENEGGER selbst gesammelt und bestimmt worden. Der kleine *Natica*-artige Gastropode gehört ziemlich sicher zum Genus *Neritaria*, ROTHPLETZ hat die Stücke mit *Neritaria stanensis* PICHL. identificirt. 1888 benutzte ROTHPLETZ[4]) den HOHENEGGER'schen Schichtennamen unter geringer Veränderung (er sagte Myophorien-Schichten

---

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 102, 261.

[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 445 ff.

[3]) Geognostische Karte des ehemaligen Gebietes von Krakau. Abhandl. k. Akad. Wiss. Wien, 1866.

[4]) Das Karwendelgebirge. Zeitschr. Deutsch. u. Oesterreich. Alpenvereins, 1888, p. 17.

statt Myophorien-Kalk) zur Bezeichnung eines Systems von Kalken, Rauhwacken, dolomitischen Breccien, Mergeln, Salzthonen, schwarzen und grünen, sandigen Schiefern des Karwendels, welche *Myophoria costata* und *Neritaria stanensis* häufig, seltener dagegen *Pecten discites* SCHLOTH., *Gervillia mytiloides* SCHLOTH., *G.* cf. *subglobosa* CREDN., *Modiola* cf. *triqueter* SEEB., *Pleuromya fassaënsis* WISSM., *Naticella costata* MÜNST. und *Holopella* cf. *gracilior* SCHAUR. führen. Diese Fossilien stammen aber nicht alle aus den blauschwarzen Kalken, sondern z. Th. aus den sandigen Schiefern. ROTHPLETZ stellte die „Myophorien-Schichten" zwischen Buntsandstein und Muschelkalk, weil sie petrographisch dem letzteren, in Beziehung auf die Fauna aber dem ersteren nahe ständen.

Den HOHENEGGER'schen Namen acceptirten später (1892) auch SKUPHOS [1]) und FRAAS [2]); letzterer erweiterte die Fassung des Namens dahin, dass er die oberen Werfener Schichten Süd-Tyrols einbezog, welchem Vorgehen sich ROTHPLETZ [3]) 1894 anschloss.

Bereits im Jahre 1889 hatte BITTNER [4]) heftigen Einspruch gegen den Namen „Myophorien - Schichten" erhoben; er machte geltend, dass der Name „Reichenhaller Kalk" die Priorität habe, und dass der Ausdruck „Myophorien - Schichten" bereits durch LEPSIUS für Schichten des oberen Röth angewendet und somit vergeben sei; ferner behauptete er, dass die Reichenhaller Kalke (= Myophorien - Schichten des Karwendels) in den Muschelkalk gehörten und mit dem Gutensteiner Kalk gleichalterig seien.

Im Jahre 1892 geht BITTNER nochmals auf diese Streitfrage ein; zuerst in einem Referat [5]) über die oben erwähnte Arbeit von SKUPHOS, wo er Das kurz wiederholt, was er 1889 gesagt hat, mit dem Zusatz, dass in den Nordalpen die Reichenhaller Kalke über den Myophorien-Schichten LEPSIUS' lägen, wie die Verhältnisse in den Ennsthaler Alpen erkennen liessen. In einem Aufsatze aus demselben Jahre wendet sich BITTNER [6]) unter Wiederholung des 1889 und 1892 Gesagten gegen die Aufrechterhaltung und Erweiterung des Namens „Myophorien-Schichten" durch FRAAS.

---

[1]) Stellung der Partnachschichten etc. Geognostische Jahreshefte, p. 121, (35).
[2]) Scenerie der Alpen, p. 117.
[3]) Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen, p. 30.
[4]) Verh. k. k. geol. R.-A., p. 185 ff.
[5]) Ibidem, p. 307.
[6]) Ibidem, p. 400, Anm.

Erst 1894 vertheidigte sich ROTHPLETZ[1]) gegen die Angriffe BITTNER's; er wies darauf hin, dass LEPSIUS nicht den Namen Myophorien-Schichten, sondern Myophorien-Bank gebraucht, dass aber ohnehin dem HOHENEGGER'schen Namen die Priorität zukomme, ferner, dass man bis zum Jahre 1888 kein specifisch bestimmtes Fossil aus den Reichenhaller Kalken gekannt habe, so dass er von der Gleichalterigkeit dieser und der betreffenden Ablagerungen des Karwendel nichts hätte wissen können.

Nachdem BITTNER[2]) 1893 weitere Vorkommnisse des Reichenhaller Kalkes angegeben hatte, entgegnete er 1894[3]) auf die Antwort ROTHPLETZ'. Da in dieser Schrift noch einmal sehr genau auf die Streitfrage eingegangen wird, so wollen wir den Inhalt kurz mittheilen. ROTHPLETZ hatte in dem „Geologischen Querschnit durch die Ostalpen", p. 26 gesagt: „Die Stufe des Buntsandsteins zeigt eine grosse Mannichfaltigkeit in ihrer faunistischen und petrographischen Entwickelung und ist dementsprechend mit einer grossen Reihe von Namen belegt worden, als: Werfener Schiefer, Seisser und Campiler Schichten, Gutensteiner und Reichenhaller Kalk, Myophorien-Schichten u. s. w."

BITTNER weist nun vor Allem nach, dass bereits durch STUR festgestellt sei, dass der Gutensteiner Kalk zum Muschelkalk gehöre; v. RICHTHOFEN und v. HAUER dagegen hätten ihn irrthümlicher Weise dem Buntsandstein angereiht. STUR habe jedoch, wie aus der Anwendung des Namens durch v. LIPOLD, HERTLE, v. GÜMBEL, ECK hervorgehe, Recht behalten. Auf der folgenden Seite giebt BITTNER eine Darstellung der Geschichte des Namens „Myophorien-Schichten" und behauptet, dass die betreffende Ablagerung mit der als Reichenhaller und Gutensteiner Kalk bezeichneten identisch sei. Er will die oberen Werfener Schichten mit *Naticella costata* in den Buntsandstein, die sie überlagernden Kalke mit *Natica stanensis* in den Muschelkalk versetzt wissen, wobei er sich auch auf PICHLER's[4]) Profil aus dem Jahre 1875 beruft; dieses ist:

III Buntsandstein,
  b. Hauptbuntsandstein,
  c. Röth, Sandsteinschiefer des Stanserjoches mit *Myophoria costata* ZENK.;
III₁ Rauhwacke;
IV Muschelkalk,

---

1) Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen, p. 30.
2) Verh. k. k. geol. R.-A., p. 87.
3) Verh. k. k. geol. R.-A., p. 87 ff.
4) N. Jahrb. f. Min., 1875, p. 275.

a. Schichten der *Natica stanensis* (Gutensteiner Kalk),
b. Schichten der *Gyroporella pauciforata,*
c. Schichten des *Arcestes Studeri* (Virgloria-Kalk).

Bittner hebt hervor, dass die Reichenhaller Kalke stets die Kalke mit *Naticella costata* überlagern, ferner dass er die Reichenhaller Kalke bereits 1886 folgendermaassen charakterisirt habe: „An allen diesen Fundorten ist es dieselbe ärmliche Fauna, bestehend aus sehr indifferenten Gervillien und *Modiola*-ähnlichen Formen, einer gerippten *Myophoria,* die der *M. costata* zum mindesten sehr nahe steht, und winzigen *Natica*-artigen Gastropoden, welche diese Lagen (Reichenhaller Kalke, d. Ref.) wieder zu erkennen gestattet, und welche gleichzeitig innige Beziehungen besitzt zu der ihr vorangehenden Fauna des oberen Werfener Schiefers, speciell gewissen Faunen-Bestandtheilen der Myophorien Bänke desselben (vgl. Verh., 1886, p. 387)."

Weiterhin wird bemerkt, dass die lithologische Verschiedenheit des oberen Werfener Schiefers und der Reichenhaller Kalke eine sehr beständige, die Verschiedenheit in der Fauna eine unveränderliche und über weite Strecken hin anhaltende sei; die beiden Niveaus gehörten zu den bestcharakterisirten der alpinen Trias. Der Name „Myophorien-Schichten" sei aber schon deshalb hinfällig, weil es unzweckmässig sei, zwei unmittelbar aufeinander folgende Niveaus mit ganz gleichen oder nahezu gleichen Namen zu belegen, und weil die Myophorien-Schichen oder Myophorien-Bänke oder Myophorien-Kalke — was dasselbe bedeute — des oberen Buntsandsteins die Priorität hätten.

Schliesslich wendet sich Bittner noch gegen die von Rothpletz aufgestellte Behauptung, dass bis 1888 mit dem Namen Reichenhaller Kalk kein paläontologisch fixirter Horizont bezeichnet worden sei; er habe bereits 1886 eine constante Fauna, bestehend aus *Myophoria* aff. *costata* Zenk., *Modiola* oder *Gervillia* sp. und *Natica* (*stanensis* Pichl.) angeführt.

Nach diesem etwas ausführlichen Litteraturbericht wollen wir noch einmal kurz zusammenfassen, was uns über die Reichenhaller Kalke bekannt geworden ist; dabei müssen wir unterscheiden zwischen 1. den echten Reichenhaller Kalken, d. h. denjenigen, welche bei St. Zeno und Gutenstein zu Tage treten, und 2. denjenigen Schichten, welche man in anderen Gegenden der Alpen als Reichenhaller Kalk bezeichnete.

Von den echten Reichenhaller Kalken sagte v. Gümbel, dass sie über den Gypslagern des Buntsandsteins lägen und dem Gutensteiner Kalk entsprächen, und v. Mojsisovics fügte hinzu, dass sie eine *Myophoria,* ähnlich der *M. costata*, aber von ihr speci-

fisch verschieden, ferner unbestimmte Arten der Genera *Natica* und *Mytilus* enthielten. Das ist Alles, was wir davon wissen. Ueber die unter 2. erwähnten Schichten sagt Bittner aus, dass sie über den Schichten mit *Naticella costata* und *Myophoria costata* lägen, ferner, dass sie eine ärmliche Fauna, aus Gervillien und *Modiola*-artigen Formen, *Natica*-artigen Gastropoden und einer *Myophoria* aff. *costata* bestehend, enthielten. Auch er hielt die Reichenhaller Kalke für eine versteinerungsführende Facies des Gutensteiner Kalkes. v. Mojsisovics endlich giebt uns mehrere Gliederungen der Trias; in zwei von ihnen liegen die Reichenhaller Kalke höher als der Muschelkalk; in einer über der Anhydrit-Zone.

Ich habe mich nun vor Allem mit der Untersuchung der echten Reichenhaller Kalke beschäftigt.

Diese Verhältnisse habe ich an anderer Stelle ausführlicher besprochen und kann mich daher mit folgendem Auszug begnügen: Im Osten der Linie St. Zeno-Reichenhall befindet sich ein Höhenzug, der im oberen Theil aus Conglomeraten besteht, an seinem Fusse jedoch eine Anzahl Aufschlüsse darbietet. Verfolgt man den untersten Weg von St. Zeno nach Gruttenstein und der Reichenhaller Saline, so trifft man zuerst, etwa der Kirche von St. Zeno gegenüber, glimmerhaltige Schiefer und mergelige Sandsteine oder sandige Schiefer von grünlich grauer Farbe, die manchmal *Myophoria costata* enthalten. Ihr Streichen ist N. 35° W., das Fallen 60° S. Auf sie folgen südlich hinter der Villa Karg schwarze, dünnbankige, splitterige, öfters brecciöse Kalke mit sehr wenigen Fossilien, die auch noch hinter der Ruine Gruttenstein zu beobachten sind und hier N. 65° W. streichen und 55° S. fallen. Dazwischen finden sich an einer Stelle Rauhwacken, die möglicherweise nur eine Einlagerung in diesen Kalken darstellen. Zum letzten Male sind sie hinter der Saline aufgeschlossen, wo sie über dem Salzlager zu liegen und im unteren Theile mit Rauhwacken zu wechsellagern scheinen. Damit lassen sich sowohl die Verhältnisse im Karwendel, wie wir sogleich sehen werden, als auch die von Bittner mitgetheilten Thatsachen recht gut in Einklang bringen.

Entrochus sp., *Neritaria stanensis, Myophoria costata, Modiola triqueter* finden wir auch in den Myophorien-Schichten des Karwendel und zwar in genau derselben Erhaltung; auch der Gesteinscharakter ist völlig übereinstimmend: schwarze bis schwarzblaue, zuweilen luckige Kalke, deren Schichtoberflächen häufig einen rothbraunen Ueberzug haben. Unser Schluss lautet also, dass die Reichenhaller Kalke den Myophorien-Schichten des Karwendel in Beziehung auf Facies und Fossilführung

genau entsprechen. Herr Dr. Bittner hatte die Güte, mir die von ihm an verschiedenen Stellen der nördlichen Kalkalpen gesammelten Fossilien vorzulegen, ich konnte darin *Neritaria stanensis* (häufig und typisch), *Myophoria costata* Zenk. und *Modiola triqueter* Seeb. unterscheiden, daneben kommen noch verschiedene andere, bisher nicht bestimmte Formen vor. Jedenfalls ist also diese Schicht in Beziehung auf die Fauna mit den Myophorien-Schichten des Karwendel und den Reichenhaller Kalken von St. Zeno-Gutenstein vollkommen ident; nicht weniger ist sie dies aber auch in Beziehung auf die Facies, wie ich an zahlreichen Orten constatiren konnte. Ich lernte eine Reihe der von Bittner beschriebenen Fundstellen, wie z. B. die am Pass Pyhrn, die bei Bischofshofen, im Fritzthal kennen und überzeugte mich davon, dass die Reichenhaller Kalke stets die Schichten mit *Naticella costata* überlagern und von diesen streng geschieden sind. Bis dahin hatte ich geglaubt, die Reichenhaller Kalke gehörten in den Buntsandstein, da ja nach Rohtpletz im Karwendel die Beweise dafür gegeben waren. Um nun die entstandenen Zweifel zu heben, machte ich verschiedene Touren in das südliche Karwendel, hauptsächlich in die Gegend am Stanser Joch und Bärenkopf, und kam dabei zu dem Resultat, dass an diesen Stellen die Karte theils unvollständig, theils unrichtig ist. Auch im Text finden sich daher verschiedene Unrichtigkeiten und Unvollständigkeiten, nicht bloss was die Myophorien-Schichten angeht, sondern auch in Beziehung auf andere Schichten, worauf ich weiter unten noch zurückkommen werde.

Wenn man das Stanser Joch von Schwaz oder Stans aus besucht, so gelangt man zuerst über Wettersteindolomit mit Kalkeinlagerungen zu der Alm, welche zwischen Hanskampl (2090 m) und Ochsenkopf (2142 m) liegt. Hier wendet man sich westlich gegen das Joch zwischen Hanskampl und Gamskarspitz (Gipfel 2085 m), wo am Aufstieg sich das bereits von Pichler beschriebene Vorkommen von Werfener Schichten findet. Pichler hat darin bezeichnende Fossilien des Buntsandsteins entdeckt. Die betreffenden Schichten sind rothe und grünliche, glimmerhaltige und sandige Schiefer, wie wir sie gewöhnlich in den Schichten mit *Naticella costata* antreffen. Diese Werfener Schichten werden durch die oben beschriebenen schwarzen Kalke mit *Neritaria stanensis* überlagert. Kehrt man nun zu der erwähnten Alm zurück oder steigt über Gamskarspitz und Ochsenkopf hinüber zum Stanser Joch, so findet man die Verhältnisse, wie Rothpletz sie auf der Karte eingetragen hat. Begiebt mam sich aber dann abwärts gegen die Weissenbachalm, so findet man an dem kleinen Sattel, welcher gegen das Tristenauthal hinüber führt, in einem

Bachbett sehr schön aufgeschlossene Werfener Schichten, in welchen sich Reste von *Naticella costata* fanden. Auf der ROTHPLETZ'schen Karte sind dort Myophorien-Schichten eingetragen, man hat also diese Werfener Schichten für Einlagerungen in dem schwarzen Kalk gehalten, was aber sicherlich unrichtig ist, denn diese Werfener Schichten stossen gegen NW. in einer gut aufgeschlossenen Verwerfungsfläche an dem schwarzen Kalk ab; dieser liegt im Streichen der Werfener Schichten. Ob der Buntsandstein auf der Süd- oder Ostseite die schwarzen (Reichenhaller) Kalke unterlagert, konnte ich nicht mit Sicherheit erkennen. Vermuthlich setzt sich der Buntsandsteinzug bis zum Tristenauthal fort; vielleicht ist es die Stelle, von der PICHLER[1]) 1863 sagt, man habe am Bärenkopf gegen das Thal am Tristlkopf hin früher im Buntsandstein Gyps gebrochen.

Verfolgt man den Weg, welcher zur Bärenbadalm führt, so sieht man, dass ca. 300 m vor der Alm eine NW.-SO. gehende Verwerfung einzutragen ist; die Bärenbadalm selbst aber liegt im Streichen eines Buntsandsteinzuges, welcher sich in der Schlucht bis gegen den Achensee in SW.-NO. Richtung hinabzieht. An den meisten Stellen ist dieser Buntsandstein schlecht aufgeschlossen, vielfach nur an der Verwitterungserde zu erkennen, an einigen jedoch besser sichtbaren Stellen führt er *Naticella costata.* Auch diesen Buntsandsteinzug hat man vermuthlich für eine Einlagerung in den schwarzen Kalken gehalten, da er auf der Karte nicht eingetragen ist, trotzdem ihn schon PICHLER s. Z. erwähnt hat.

Nun erklärt sich auch, weshalb ROTHPLETZ die „Myophorien-Schichten" für Buntsandstein hielt, weil diejenigen, welche den betreffenden Theil der Karte aufnahmen, den Buntsandstein als Einlagerung ansahen und aus den Buntsandstein-Fossilien das Alter der schwarzen Kalke ableiteten. Die von ROTHPLETZ aufgeführte *Naticella costata* stammt ihrem Gestein nach sicherlich aus einem Buntsandsteinzug, ebenso vielleicht der *Myacites fassaënsis.* Die übrigen Fossilien aber beweisen für das Alter der betreffenden Schicht nichts, da sie theils sowohl im Muschelkalk wie im Buntsandstein vorkommen, theils nicht sicher bestimmbare, theils aber sehr indifferente Arten sind, wie sich ähnliche in allen Stufen der Trias finden. Es liegt also kein Beweis dafür vor, dass die Schicht faunistisch dem Buntsandstein angehört; dagegen finden wir überall, wo die Reichenhaller Kalke gut aufgeschlossen sind, dass sie entweder die Salz- und Gypslager des oberen Buntsandsteins oder auch die Schichten mit *Naticella costata*

---

[1]) Beiträge zur Geognosie Tirols, III (Ferdinandeum), 1863.

überlagern. Schichten, welche allgemein als oberster Buntsandstein gelten. Die Trennungslinie zwischen Buntsandstein und Reichenhaller Kalk ist stets scharf, diejenige zwischen dem Reichenhaller Kalk und dem Brachiopoden-führenden alpinen Muschelkalk jedoch in der Natur niemals genau zu ziehen; wir werden also besser thun, die Grenze zwischen zwei Formationen nicht in die schwarzen Kalke, sondern unter diese zu legen, was allein mir als das Natürliche erscheint.

Wir gelangen also zu der Ueberzeugung: die Reichenhaller Kalke oder Myophorien-Schichten ROTHPLETZ's gehören zum untersten Muschelkalk.

ROTHPLETZ führt allerdings als einen seiner Hauptbeweise an, dass *Neritaria stanensis* auch im Röth von Krakau vorkäme, darauf werden wir jedoch auf den folgenden Seiten noch einzugehen haben.

Wir wenden uns nun zum dritten Theil unserer Aufgabe: welchen Namen sollen wir den Kalken mit *Neritaria stanensis* geben? Dass der Name Myophorien-Schichten (HOHENEGGER!) der ältere ist, ist klar. Lässt sich aber die Uebertragung dieses Namens auf die alpinen schwarzen Kalke rechtfertigen? Meiner Ansicht nach nicht, denn die Myophorien-Kalke des Krakauer Röth bestehen aus einem weissgelblichen, zerreiblichen Dolomit mit Steinkernen von *Myophoria costata* und einem kleinen Gastropoden, der wahrscheinlich zur Gattung *Neritaria* gehört und in der That eine gewisse Aehnlichkeit mit Steinkernen von *Neritaria stanensis* hat; an eine Identificirung ist aber schon der schlechten Erhaltung wegen gar nicht zu denken. Ich halte es aber für ausgeschlossen, dass man den HOHENEGGER'schen Namen auf ganz anders aussehende Schichten der Alpen übertragen kann.

ROTHPLETZ konnte übrigens nicht wissen, dass die Reichenhaller Kalke mit seinen Myophorien-Schichten identisch seien, da ja bis 1888 kein specifisch bestimmtes Fossil daraus angegeben war, auch kannte er die von BITTNER citirten *Modiola* etc. aus eigener Anschauung so wenig, wie BITTNER die Fossilien des Karwendel. Durch Aufsammlungen aus Reichenhall und aus dem Karwendel war es mir allerdings möglich zu constatiren, dass BITTNER Recht hat, wenn er behauptet, dass Reichenhaller Kalk und Myophorien-Schichten ROTHPL. identisch seien.

BITTNER's Einwürfe gegen die Anwendung des Namens Myophorien-Schichten reduciren sich also auf die beiden folgenden: 1. LEPSIUS hat den Namen Myophorien-Schichten schon früher für ein tieferes Niveau in Anspruch genommen; 2. ROTHPLETZ hätte eine näher gelegene Lokalität (Reichenhall) als Krakau zur Vergleichung heranziehen können.

Der erste Einwurf wird dadurch hinfällig, dass der Name HOHENEGGER's aus dem Jahre 1866 stammt, dass also einfach der Name Myophorien-Schichten LEPSIUS' gestrichen werden müsste — wenn er überhaupt existirte. LEPSIUS[1]) theilt das Röth in Süd-Tirol ein in:

a. untere Röthplatten,
b. Gastropoden-Oolith,
c. obere Röthplatten.

Von „Myophorien-Schichten“ ist gar keine Rede; dagegen erwähnt LEPSIUS, dass sich in den oberen Röthplatten eine bis 10' mächtige, oolithische, harte Kalkbank fände, welche grösstentheils aus Myophorien, *Gervillia* und anderen Fossilien bestände; diese nennt er die Myophorien-Bank der oberen Röthplatten. Als ROTHPLETZ[2]) dieses BITTNER entgegen hielt, erwiderte der Letztere[3]), dass für ihn Myophorien-Schichten, Myophorien-Bänke und Myophorien-Kalke dasselbe bedeuteten. Ich glaube nicht, dass BITTNER diese Anschauung wird aufrecht erhalten können, übrigens wird dies jetzt auch gegenstandlos, da ja genügend andere Gründe gegen diese Aufrechterhaltung des Namens „Myophorien-Schichten“ sprechen. Immerhin wollte ich nicht unterlassen zu betonen, dass LEPSIUS nicht von Myophorien-Schichten, sondern nur von einer Myophorien-Bank spricht. In neuester Zeit nämlich hat auch FRECH[4]) sich dahin ausgesprochen, dass der Name „Myophorien-Schichten“ durch LEPSIUS vergeben sei; es würde sich also mit der Zeit wohl die Mythe bilden, dass thatsächlich ein solcher Schichtenname existirte, wodurch die Nomenclatur in der alpinen Trias unnöthiger Weise belastet würde; dem möchte ich hier entgegentreten.

Der zweite Einwurf BITTNER's, dass ROTHPLETZ eine näher gelegene Lokalität als Krakau hätte zur Vergleichung heranziehen können, hat entschiedene Berechtigung. Im Allgemeinen ist es ja nicht üblich, Namen ausseralpiner Schichten ohne Weiteres auf die Alpen zu übertragen, zumal wenn, wie in diesem Falle, keine petrographische Uebereinstimmung vorliegt und selbst die faunistische Verwandtschaft eine ziemlich precäre ist. Allerdings konnte ja ROTHPLETZ, wenn auch in München Material von St. Zeno vorhanden war, nicht wissen, dass der Reichenhaller Kalk mit seinen Myophorien-Schichten ident sei; immerhin dürfen wir heute, wo die Identität der beiden Ablagerungen nachgewiesen

[1]) Das mittlere Süd-Tirol, 1878, p. 39 ff.
[2]) Geologischer Querschnitt d. d. Ostalpen, p. 30.
[3]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1894, p. 94.
[4]) Karnische Alpen, 1894, p. 388.

ist, nicht zögern, den älteren Namen „Reichenhaller Kalk“ dafür anzuwenden.

Bevor ich dieses Capitel zum Abschluss bringe, möchte ich einige Worte über die Verbreitung der hier behandelten Schicht sagen. Wir kennen den Reichenhaller Kalk an zahlreichen Orten zwischen dem Karwendel und Wien, selbst ganz in der Nähe von Wien (bei Mödling) tritt er nochmals mit seiner charakteristischen Bivalvenfauna auf. 1893 citirte Skuphos[1]) *Myophoria costata* aus grauen, lockeren Mergelkalken von Flirsch und Schnan in Tirol an der Grenze gegen Vorarlberg und bezeichnete die Ablagerung als „Schichten mit *Natica stanensis* Pichl.“ Daraus schloss Bittner, dass an der betreffenden Lokalität „Reichenhaller Kalk“ vorkäme; dies ist jedoch nicht der Fall. Ich habe 1893 beide Stellen in Gemeinschaft mit Dr. Joh. Böhm besucht und habe beobachtet, dass die dortigen Ablagerungen petrographisch den „Reichenhaller Kalken“ durchaus unähnlich sind, es sind ziemlich weiche, hell- bis dunkelgraue, glimmerführende Mergel, welche auch nicht *Neritaria stanensis* enthalten; deshalb ist auch die Bezeichnung, welche Skuphos angewendet hat, nicht glücklich gewählt und zum Irrthum verleitend.

Andererseits möchte ich hier auf eine Lokalität hinweisen, an welcher scheinbar echte Reichenhaller Kalke entwickelt sind; diese Lokalität liegt bei Tarasp im Engadin und wurde zuerst von v. Gümbel[2]) und neuerdings von mir[3]) beschrieben. Auf der Südseite des Inn erhebt sich in der Nähe des genannten Ortes die gewaltige Masse des Piz Lischanna. In diese sind verschiedene Thäler eingeschnitten, darunter die Val Triazza. Hier liegen über den Rauhwacken des Buntsandsteins (Theobald's und v. Gümbel's Verrucano) dünnplattige schwarze Kalke, auf welche nach oben dunkle Dolomite folgen; in einer Kalkbank, etwa einen Meter über den Rauhwacken, fand ich eine kleine Bivalve, die wohl als *Modiola triqueter* zu bestimmen ist. Ausser diesem Fossil konnte ich nur Crinoiden entdecken. Da nun diese Bänke den Reichenhaller Kalken petrographisch sehr ähnlich sind und, wie die Kalke von St. Zeno, *Modiola triqueter* einschliessen, so bin ich geneigt anzunehmen, dass wir es hier thatsächlich mit Reichenhaller Kalken zu thun haben, umsomehr als auch die Lagerungsverhältnisse nicht gegen diese Annahme sprechen.

---

[1]) Partnachschichten in Vorarlberg und Fürstenthum Liechtenstein. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1893, p. 149, 150.

[2]) Geologisches aus dem Engadin. Naturf. Ges. von Graubünden, 1887, p. 24.

[3]) Zur Kenntniss der Schichtenfolge im Engadin. Diese Zeitschr. 1896, p. 567.

Fassen wir nun kurz noch einmal die gewonnenen Resultate zusammen:

1. Die Reichenhaller Kalke sind dem Alter und der Facies nach mit den „Myophorien-Schichten“ des Karwendel identisch.
2. Die Reichenhaller Kalke oder Myophorien-Schichten ROTHPLETZ oder Schichten mit *Neritaria stanensis* gehören in den unteren alpinen Muschelkalk.
3. Für die Schichten mit *Neritaria stanensis* ist der Name „Reichenhaller Kalk“ der Bezeichnung Myophorien-Schichten vorzuziehen.

Der normale Muschelkalk.

Der Muschelkalk in oberbayerischer Facies ist mir nur vom Torrener Joch bekannt geworden; es ist ein schwarzer bis schwarzblauer Kalk mit rundlichen Hornsteinknollen, an Fossilien habe ich nur *Encrinus* cf. *liliiformis* gefunden. Dieser Muschelkalk ist 20—25 m mächtig und bildet eine Einlagerung im Ramsaudolomit, wie sich an der Königsthalalm zeigt. Hier liegen unter dem Muschelkalk die uns von anderen Orten bekannt gewordenen, rothen und weissen Dolomite und unter diesen erst die Werfener Schichten.

Als zweite Stelle könnte man den oberen Höllgraben nennen; aber hier ist der Muschelkalk bereits ziemlich stark dolomitisch und ähnelt wenig mehr dem normalen oberbayerischen. Er bildet einen Uebergang zum Reichenhaller Dolomit.

Auch der Reichenhaller Kalk unterscheidet sich stark von dem normalen oberbayerischen, er hat nicht jene auffallenden, grau verwitternden, glatten Schichtflächen, auch fehlen ihm meistens die Hornsteinknollen; im Allgemeinen ist seine Mächtigkeit nicht mit Sicherheit zu bestimmen, wenigstens in den Berchtesgadener Gebirgen, da das Hangende dort fehlt. Auch da, wo der Reichenhaller Kalk als Dolomit ausgebildet ist, lässt sich die Mächtigkeit nur annähernd angeben, weil stets ein allmähliches Uebergehen in den ihn überlagernden helleren Dolomit stattfindet; durchschnittlich dürfte der Reichenhaller Dolomit eine Mächtigkeit von 100—200 m haben. Er bildet übrigens keine durchgehende Schicht, sondern ist nur an einzelnen Stellen zu beobachten, resp. wird er an anderen Orten weiss und ist dann von dem jüngeren Dolomit nicht mehr zu trennen.

Der Ramsaudolomit.

Charakteristich für die Berchtesgadener Entwickelung der Trias ist es, dass gewöhnlich über den Werfener Schichten eine

Dolomitentwickelung beginnt, welche alle Stufen bis zu den Raibler Schichten, ja zuweilen bis zum Dachsteinkalk umfasst. Ich habe in meiner ersten Mittheilung über Berchtesgaden den Ramsaudolomit als die Dolomitfacies aller zwischen Werfener Schichten und Dachsteinkalk liegenden Stufen bezeichnet. Der Ramsaudolomit kann also den alpinen Muschelkalk die Partnachschichten, den Wettersteinkalk und die Raibler Schichten vertreten, er kann aber auch nur einzelne Glieder umfassen. Der Name Ramsaudolomit soll eben, wie ich bereits in meiner ersten Mittheilung ausdrücklich hervorgehoben habe, keine Stufe, sondern eine Facies bezeichnen. Deshalb wird auch durch die Einführung dieses neuen Namens den Stufen ihre Wichtigkeit nicht genommen; wenn aber Bittner den Namen Ramsaudolomit nur auf die Schichten, welche zwischen der Raibler Zone und den Werfener Schichten liegen, anwenden will, so tritt uns eine Schwierigkeit da entgegen, wo die Raibler Schichten ebenfalls als Dolomit entwickelt sind, und wir sie von dem unteren Dolomit nicht trennen können. Ich verkenne keineswegs die Wichtigkeit der Raibler Schichten als Leithorizont, sie sind ja in den letzten Jahren für die nordalpine Trias ein wahrer Angelpunkt geworden; aber wenn wir an einer Stelle zwischen Dachsteinkalk und Buntsandstein nur eine einzige Dolomitmasse finden, so müssen wir doch auch dafür eine Bezeichnung haben, und der Ausdruck Ramsau- plus Raibler-Dolomit wäre nicht gerade praktisch; ich bezeichne deshalb solche Dolomitmasse ebenfalls als Ramsaudolomit. Sind, wie in den meisten Fällen, *Cardita*-Oolithe vorhanden, so ergiebt sich von selbst die Folge Ramsaudolomit, Raibler *Cardita*-Oolithe, Raibler Dolomit. Wäre der Ausdruck „Ramsaudololomit“ eine Stufenbezeichnung, so könnte er natürlich nicht einmal zwei, das andere Mal drei Horizonte umfassen, so aber als Faciesbezeichnung ist hiergegen nichts einzuwenden.

Ich musste diese Bemerkungen vorausschicken, um zu zeigen, dass ich durchaus nicht die Wichtigkeit der Raibler Schichten als Leithorizont verkenne, wenn ich den Ramsaudolomit als die Dolomitfacies aller zwischen Buntsandstein und Dachsteinkalk liegender Schichten bezeichne.

In der Gegend von Berchtesgaden ist die Schichtenfolge gewöhnlich die, dass direct über den Werfener Schiefern ein heller Dolomit liegt. Beispiele haben wir im Lattengebirge, Untersberg, Reuteralp; und zwar sind die untersten Lagen dieses Dolomites gewöhnlich bunt, auch wechseln wohl weisse und rothe Lagen mit einander ab. In seltenen Fällen stellen sich in den tieferen Horizonten hellgelbe bis graue Kalke ein, welche meistens Fossilien führen. An anderen Orten und zwar häufiger

ausserhalb der näheren Umgebung Berchtesgadens ist der Dolomit zu unterst schwarz, auch wohl dünn gebankt. Ich habe diese Lage, soweit es überhaupt möglich war sie abzutrennen, als Reichenhaller Dolomit bezeichnet, doch bildet sie, wie bereits bemerkt, durchaus keine durchgehende, zusammenhängende Schicht. unterscheidet sich auch ausser durch Färbung wenig von dem höheren hellen Dolomit. Da wo der Reichenhaller Dolomit vorhanden ist, erweist er sich zuweilen als hornsteinführend, von brecciöser Structur und nicht selten auch luckig. In dieser Ausbildung finden wir ihn im hinteren Wimbachthal, sowie am Funtensee.

Jener Dolomit, welcher höher als der Reichenhaller Dolomit liegt, hat meistens ein sehr charakteristisches Aussehen; er ist gewöhnlich hellgrau oder blaugrau bis weiss oder gelbweiss, zeigt zahlreiche kleinere oder grössere Hohlräume, deren Entstehung auf Auslaugung von Krystallen oder fossiler Organismen, hauptsächlich Diploporen zurückzuführen ist. Schon Schlosser hat hervorgehoben, dass der Ramsaudolomit bei der Verwitterung in grössere Stücke zerfällt, welche sich leicht durch Wasser abrunden; diese verwitternden Rollstücke haben eine auffallende grauweisse Rinde, welche sich mehlig anfühlt; darin gleicht der Ramsaudolomit auffallend dem Arlbergdolomit Graubündens. An anderen Stellen ist der Ramsaudolomit brecciös; kleine, weisse, eckige Stücke sind mit grösseren dunkleren fest verkittet.

Der Ramsaudolomit führt fast überall Fossilien, am häufigsten findet sich *Diplopora herculea* Stopp., daneben auch *Diplopora* cf. *porosa* Schafh. Ferner ist verhältnissmässig häufig ein kleiner *Megalodon*, den ich als *Megalodon* cf. *columbella* bezeichne; er findet sich bei Brixlegg, am Ramseider Steig, am Hochkönig, am Müllnerberg, am Lattengebirge etc. Andere Versteinerungen sind seltener. Der Hauptfundplatz ist bisher der Antenbichl bei Ramsau geblieben; dort fanden sich:

Omphaloptycha irritata Kikl.
— *Maironi* Stopp. sp.
Coelostylina aff. *Escheri* Hörn. sp.
— *crassa* Münst. sp.
Coelostylina aff. *Bachus* Kittl.
Neritaria comensis Hörn. sp.
— *candida* Kittl.
Protonerita incisa Kttl.
Diplopora porosa Schafh.
— *herculea* Stopp.

Da die Fossilien hier in einer Kalklinse liegen, so ist die Schale gut erhalten; gewöhnlich findet man im Ramsaudolomit nur Steinkerne oder Querschnitte. So fand Schlosser bei Kitzbühel Brachiopoden, welche an *Terebratula vulgaris* erinnern, sowie Gastropoden, welche zu *Coelostylina* und *Omphaloptycha* zu stellen

sind; am Birnloch bei Leogang kommen Gastropoden *(Coelostylina?)*. Arcesten und Brachiopoden vor. Ich selbst fand am Grünstein bei Berchtesgaden Brachiopoden und Arcesten, beide leider unbestimmbar. Ferner am Jaenner Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Arcesten und Crinoideen. Einzelne Arcesten etc. fanden sich auch noch an anderen Punkten, z. B. unterhalb des Raucheck im Tännengebirge u. s. w.

Landschaftlich weisen die Partien, welche aus Ramsaudolomit gebildet werden, ein eigenthümliches Aussehen auf; vor Allem reicht die Vegetation im Allgemeinen bis zur oberen Dolomitgruppe und hört am Dachsteinkalk plötzlich auf; ferner ist die Abhangslinie des Dachsteinkalkes gewöhnlich steiler als die des Ramsaudolomites, der leichter zerfällt, doch bildet er auch wohl Thürme und Zacken, deren Besteigung häufig zu den schwierigsten Klettertouren gehört, weil das Gestein ausserordentlich brüchig ist; ich erinnere an des kleine Palfelhorn im Wimbachendsthal.

Auf die Verbreitung des Ramsaudolomits will ich hier nicht eingehen, da dies in einem späteren Capitel geschehen soll, seine Mächtigkeit beträgt fast überall 800—1000 m.

Untersucht man Theile des anscheinend structurlosen Ramsaudolomites unter dem Mikroskop, so findet man häufig, dass er phytogener Natur ist, nämlich aus den Resten von Kalkalgen (Diploporen) besteht. Einen riffartigen Aufbau konnte ich jedoch nirgends wahrnehmen, vielmehr macht der Ramsaudolomit entschieden den Eindruck einer durchziehenden Schicht oder Platte.

Raibler Schichten.

Soweit die Raibler Schichten überhaupt erkennbar sind, lassen sich stets zwei Hauptstufen unterscheiden; zu unterst finden sich blauschwarze bis braune Kalke, gelbbraune, oft pflanzenführende Sandsteine, schwarze Mergel und *Cardita*-Oolithe. Nicht immer sind alle diese Gesteine vorhanden, doch fehlen selten die *Cardita*-Oolithe und die Mergel. Gut erhaltene Versteinerungen sind selten, am häufigsten noch Cidariten-Stacheln und Querschnitte von *Cardita Gümbeli* Pichl. In den Mergeln findet sich *Halobia rugosa*, entweder nicht sehr häufig, oder aber eine ganze Bank zusammensetzend. Diese Schicht der Mergel, Kalke und Sandsteine ist im Allgemeinen sehr wenig mächtig, und zwar schwankt die Mächtigkeit zwischen 0,5—20 m. Im Aussehen weichen diese Schichten stark von den Raibler Schichten Ober-Bayerns ab, es fehlen vor Allem die Rauhwacken und die mächtigen Sandsteinzüge; oder aber die letzteren sind bis auf ein Minimum reducirt. Andererseits fehlen den Raibler Schichten

Ober-Bayerns im Allgemeinen jene charakteristischen Mergel mit *Halobia rugosa.*

Ueber den unteren Kalken, Mergeln und *Cardita*-Oolithen liegen stets hellere Dolomite in einer Mächtigkeit von 50—100 m; ich rechne auch diese noch zu den Raibler Schichten, erstens weil die ausserordentlich geringe Mächtigkeit der *Cardita*-Oolithe etc. vermuthen lässt, dass ein Theil der Raibler Schichten durch Dolomit vertreten werde, zweitens weil der obere Dolomit dem Aussehen nach ganz dem Ramsaudolomit unter den *Cardita*-Oolithen gleicht, so dass, wo diese fehlen, die beiden Dolomite überhaupt nicht zu trennen sind, und drittens weil die Grenze zwischen Dachsteinkalk und dem oberen Dolomit meistens eine sehr scharfe ist, so dass man den Dolomit unmöglich zum Dachsteinkalk ziehen kann. Es bliebe also nur noch die Wahl, dem Dolomit einen eigenen Namen zu geben oder ihn zu den Raibler Schichten zu stellen; ich ziehe das letztere vor.

Die *Cardita*-Oolithe und Raibler Mergel sind fast überall als schmales Band oder als linsenförmige Einlagerungen zwischen dem Ramsaudolomit zu finden; meistens sind sie so wenig mächtig, dass man sie nur in Form von Geröllen oder in besonders günstigen Aufschlüssen constatiren kann. Zuweilen aber fehlen sie ganz, wie z. B. am Jaenner, zwischen Poneck und Breithorn am Steinernen Meer, und in diesem Falle lassen sich Raibler Dolomit und Ramsaudolomit nicht von einander trennen.

Dachsteinkalk.

Ueber dem Raibler Dolomit findet man gewöhnlich eine wenig mächtige Lage dünngebänderten Kalkes, über welchem sich dann die dickbankigen Lagen des grauen bis weissen Dachsteinkalkes aufbauen. Im Allgemeinen ist der Dachsteinkalk ein grauer bis weisser, selten etwas dolomitischer Kalk, welcher zuweilen breccienartig wird. Die sog. „schwimmenden Scherben“ sind oft genug beschrieben worden, auch wohl als Stütze ziemlich kühner Theorien benutzt worden. Es sind rothe und gelbe, scharf begrenzte Kalkflecken oder Kalkbrocken, welche in der grauen Grundmasse liegen; sie kommen häufig im oberen Theile des Dachsteinkalkes vor, fehlen jedoch auch im unteren nicht. Bänke mit „schwimmenden Scherben“ wechsellagern nicht selten mit structurlosen Kalkbänken; eine auffallende Erscheinung, auf welche sich übrigens Walther stützt, um zu beweisen, dass ein Theil des Dachsteinkalkes phytogen sei. Einige Theile des Dachsteinkalkes wurden sicherlich durch Korallen aufgebaut, doch habe ich nach Bänken gesondertes Auftreten der Korallen nicht mit Sicherheit beobachten können. Ebenso wenig konnte ich jedoch Korallenriffe

erkennen, ich glaube vielmehr, dass sowohl der Dachsteinkalk wie der Ramsaudolomit eine durchlaufende Schicht, eine Platte bilden. Geyer sagt zwar, v. Mojsisovics habe erkannt, dass der Göll ein Korallenriff sei; aber die Dachsteinkalke sind doch deutlich geschichtet, wovon man sich z. B. auf der Scharitzkehlalm überzeugen kann. Ich muss übrigens daran erinnern, dass die Schichtung auch durch Versinterung der Wände, durch Spiegelflächen etc. verdeckt werden kann und dass Kalke deshalb noch nicht ungeschichtet sind, weil man auf einer Seite noch keine Schichtung wahrnehmen kann.

Auch das Steinerne Meer soll nach Geyer[1]) ein Riff sein; er hat deshalb sogar die prächtige Schichtung übersehen, welche nur an den tieferen Stellen durch die Karrenfelder, welche nach Geyer im Steinernen Meere ebenfalls fehlen sollen, unkenntlich gemacht wird. Aber mit solchen „Beobachtungen“ beweist man keine Hypothesen, ebenso wenig aber das Vorhandensein von Korallenriffen, wenn man bloss fortwährend sie als vorhanden hinstellt, ohne hierfür einen wirklichen Nachweis zu bringen. Dass in der Dachsteinkalk-Masse auch ungeschichtete Partien vorkommen, leugne ich durchaus nicht, aber dass dies ein Beweis für die Existenz eines Korallenriffes sein soll, will mir nicht einleuchten.

Will man die ungeschichteten Kalke Riffkalke nennen und dadurch von den geschichteten scheiden, so steht dem natürlich nichts im Wege, nur muss man dann auch hinzusetzen, dass damit keine Korallenriffe gemeint seien, sondern einfach ungeschichtete Kalke.

Die Dachsteinkalk-Facies reicht von den Raibler Schichten bis zum Lias. Die Koessener Schichten können in Dachsteinkalk-Facies ausgebildet sein, aber auch in einer mehr mergeligen Facies; an vielen Stellen mögen sie auch wohl fehlen, dann liegt der Lias discordant auf dem Dachsteinkalk und zwar manchmal unterer Lias, manchmal auch mittlerer. Ueber das Verhältniss zwischen Dachsteinkalk und Lias habe ich mich bereits in dem Abschnitt, welcher das Steinerne Meer behandelt, zur Genüge ausgesprochen. Der Dachsteinkalk begreift als Schicht jedenfalls nur die Ablagerungen zwischen Raibler Schichten und den Koessener Schichten, entspricht also genau dem oberbayerischen Hauptdolomit. Als Facies reicht er zuweilen bis zum Lias. Dass der Dachsteinkalk im Sinne v. Gümbel's von dem hier behandelten duraus verschieden ist und in die Koessener Schichten

---

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1885, p. 295; Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 274.

gehört. habe ich bereits an anderer Stelle ausgesprochen und bin dafür eingetreten, dass man den Namen in diesem Sinne überhaupt nicht gebrauchen solle; in einem späteren Abschnitt werde ich darauf zurückkommen.

Ueber das Verhältniss des Dachsteinkalkes zum Hallstätter Kalk ist neuerdings viel publicirt worden; ich will mich hier auf einige kurze Andeutungen beschränken. Ziemlich allgemein glaubte man bis zum Jahre 1892, dass die Hallstätter Kalke eine Facies des Wettersteinkalkes seien, ohne dass hierfür jedoch Beweise erbracht worden wären. Hauptsächlich wurde diese Meinung durch v. Mojsisovics vertreten, der seit 30 Jahren im Salzkammergut arbeitete und, von diesem ausgehend, eine Gliederung der alpinen Trias durchzuführen suchte. In den Hallstätter Kalken hatte er zwei Faunen: die norische und die karnische unterschieden, er gab an, dass die erstere die ältere sei. Im Gegensatz zu v. Mojsisovics vertrat Stur, der von der Lunzer Gegend aus eine Gliederung der alpinen Trias durchzuführen suchte, die Anschauung, dass die Hallstätter Kalke eine Facies des Dachsteinkalkes (Hauptdolomites, Opponitzer Kalkes) seien und über den Raibler Schichten lägen; er berief sich dabei unter Anderem auf das Profil an der Uebergossenen Alm [1] (Hochkönig, Ewiger Schneeberg). 1884 brachte Bittner [2] einen wichtigen Beitrag zur Beantwortung der Frage, indem er an verschiedenen Stellen im Dachsteinkalk Fossilien nachwies, welche sonst nur aus dem Hallstätter Kalk bekannt sind; er wies darauf hin, dass also ein Theil der Hallstätter Kalke wohl im Dachsteinkalk liegen müsse. Dieser Aufsatz wurde jedoch, soviel mir bekannt ist, nirgends berücksichtigt. 1887 publicirte v. Mojsisovics [3] in Gemeinschaft mit Geyer eine Notiz über die Hallstätter Kalke der Mürzthaler Alpen, worin er nachzuweisen suchte, dass die Hallstätter Kalke unter den Raibler Schichten lägen. In noch grösserem Maassstabe geschah dies in der 1889 folgenden Arbeit Geyer's [4], durch welche, wenn eben die Profile richtig wären, unwiderleglich nachgewiesen wäre, dass die Hallstätter Kalke unter den Raibler Schichten liegen. Wir werden auf einige dieser Profile in einem späteren Abschnitt zurückkommen. Bittner trat verschiedentlich nun noch gegen die Anschauung auf, dass die Kalke des Schnee-

---

[1] Geologie der Steiermark, 1871, p. 304.

[2] Aus den Salzburger Kalkalpen. — Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Verh., k. k. geol. R.-A., 1884, p. 105 ff.

[3] Die Beschaffenheit der Hallstätter Kalke in den Mürzthaler Alpen. Verh. k. k. geol. R.-A., 1887, p. 229—231.

[4] Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1889, p. 497—784.

berges und der Rax Wettersteinkalk seien, er stellt sie vielmehr in den Dachsteinkalk, wobei er sich hauptsächlich auf die Aehnlichkeit mit dem Hochschwab stützt. Endlich 1892 erschien die viel besprochene Abhandlung v. Mojsisovics'.[1])

Er behauptete darin vor Allem, dass ein Theil des Hallstätter Kalkes, und zwar der norische, in den Dachsteinkalk zu stellen sei; bewiesen wird diese Behauptung nicht. Ferner nennt er den norischen Hallstätter Kalk juvavisch, den Wettersteinkalk und seine Aequivalente aber norisch. Dagegen vertrat Bittner in einer Reihe von Aufsätzen die richtige Anschauung, dass die norischen Hallstätter Kalke ihren Namen behalten müssen, und dass für die Wettersteinkalke etc. ein neuer Name zu schaffen sei; er schlug den Ausdruck „ladinische Stufe" vor. Es entspann sich eine Polemik, welche noch fortdauert, und an welcher sich hauptsächlich Bittner, v. Mojsisovics, Frech, Haug und Benecke betheiligten. Für Bittner haben sich jetzt ausser der überwältigenden Mehrzahl der österreichischen Geologen offen Haug, De Lorenzo und der Verfasser erklärt, aber es ist nicht daran zu zweifeln, dass Bittner's Anschauung allgemein als richtig anerkannt werden wird.

Wenn wir von allen theoretischen Differenzen absehen und uns darauf beschränken, das Thatsächliche heranzuziehen, so steht fest, dass jetzt aus dem Dachsteinkalk eine Reihe von Arten bekannt sind, welche auch in den Hallstätter Kalken vorkommen. Fast alle diese Arten wurden durch Bittner entdeckt, so dass ihm das Verdienst zugesprochen werden muss, für die Stellung der Hallstätter Kalke die wichtigsten Nachweise geliefert zu haben; jedenfalls sind aber er und Stur die einzigen, welche Beweise vorgebracht haben.

Bisher sind aus dem Dachsteinkalk folgende Arten bekannt, welche auch im Hallstätter Kalk vorkommen:

Nach v. Mojsisovics {
Eutomoceras Theron Dtm.
Juvavites alterniplicatus Hau.?
Stenarcestes cf. ind. (*Arc.* cf. *subumbilicatus*).
Placites (Pinacoceras) cf. *oxyphyllus* Mojs.
Arcestes cf. *decipiens* Mojs.
Monophyllites eugyrus Mojs.
Megaphyllites insectus Mojs.
cf. *Cladiscites multilobatus* Br.

[1]) Die Hallstätter Entwickelung der Trias. Sitz.-Ber. Acad. Wien, math.-naturw. Cl., CI, Abth. I, p. 769 ff.

Nach Bittner {

Waldheimia cf. *dualis* Bittn.
Cruratula cf. *Damesi* Bittn.
Nucleatula retrocita Suess.
Rhynchonella cf. *halophila* Bittn.
— *longicollis* Suess.
— cf. *Schönni* Bittn.
Halorella amphitoma Br.
— *plicatifrons* Bittn.
— *rectifrons* Bittn.
Spirigera cf. *oxycolpos* Emmr.

Diesen Arten kann ich aus dem Berchtesgadener Gebiet hinzufügen:

Pinacoceras cf. *Metternichi.*
Monotis salinaria Br.

Jedenfalls sind auch eine Reihe von Halobien dem Dachsteinkalk und dem Hallstätter Kalk gemeinsam, doch muss man in dieser Beziehung abwarten, zu welchen Resultaten Bittner bei seiner Beschreibung dieser Formen gelangen wird.

Im Allgemeinen muss man in Anbetracht der ärmlichen Fauna des Dachsteinkalkes zugeben, dass heute bereits eine grosse Anzahl von Species als dem Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk gemeinsam nachgewiesen werden konnte, so dass über die Gleichalterigkeit kaum noch ein Zweifel besteht. Ich hoffe in einem der folgenden Abschnitte noch einige geologische Beweise hinzufügen zu können.

Rhät (Koessener Schichten).

Ueber die Koessener Schichten ist wenig zu bemerken; sie kommen entweder in der Mergelfacies (oberer Höllgraben an der Scharitzkehlalm) oder in der Kalkfacies (Steinernes Meer) vor. Im oberen Höllgraben führen die schwarzen Mergel spärliche Fossilreste, darunter *Avicula contorta* Portl. und ziemlich zahlreiche Korallen. Am Steinernen Meer findet man am Wunderbrünnl kalkig-mergelige Lagen voll von Bivalven, unter welchen sich jedoch keine bestimmbaren Exemplare fanden; am Rothwandl fand ich einen kleinen Block mit *Terebratula gregariaeformis* Zugm. Sehr fossilreich sind die Koessener Kalke in den Wänden des Breithorn; eine Bank besteht fast nur aus *Ter. gregariaeformis* Zugm. Während die Kalke, welche die Bivalven führen (Wunderbrünnl), mehr mergeliger Natur sind, liegen die Brachiopoden in einem äusserst zähen, blaugrauen, auf den Klüften roth verwitternden Kalk. Die Kalke, welche über der Brachiopodenbank

liegen, führen ausserordentlich viele Megalodonten und *Lithodendron*-Stöcke.

Die Koessener Schichten sind im Gebiete von Berchtesgaden einestheils wenig verbreitet, anderentheils schwer zu erkennen, sofern man nicht Fossilien findet; dies erklärt auch zur Genüge, dass bisher so wenige Fundpunkte bekannt geworden sind.

Ueber die Verbreitung der Berchtesgadener Facies der Trias.

Bald nachdem ich meine ersten kurzen Mittheilungen über die Berchtesgadener Facies der Trias mitgetheilt hatte, publicirte SCHLOSSER einen Aufsatz, worin er nachwies, dass diese Facies bereits weiter westlich vorkommt. Ich habe nachträglich die Gegend bei Brixlegg begangen und kann die Resultate, zu denen SCHLOSSER gelangt ist, vollständig bestätigen. Der westlichste Punkt, an welchem der Ramsaudolomit bisher beobachtet worden ist, befindet sich bei Rattenberg. Dort scheinen im Ramsaudolomit Linsen von Raibler Schichten eingelagert zu sein; PICHLER[1]) giebt bereits an, dass im Tunnel des Stadtberges schwarze Mergel mit *Cardita crenata* vorkämen, doch ist äusserlich nichts davon zu bemerken. Allerdings fand SCHLOSSER am Wege von Radfeld nach Hintermauken in halber Höhe des Stadtberges einen schwarzen Kalk mit Sphaerocodien, ich selber ungefähr in gleicher Höhe weiter gegen Westen. Im Allgemeinen scheint die Schichtenfolge in jener Gegend zu sein:

Schwatzer Dolomit (Perm).
Buntsandstein.
Rauhwacke.
Ramsaudolomit.

Aehnlich ist z. B. das bereits von PICHLER und SCHLOSSER beschriebene schöne Profil an der neuen Strasse von Wörgl in die Niederau, dort findet man vom Ausgange der Schlucht an:

1. weisse Dolomitbreccie } Ramsaudolomit.
2. blaugrauen Dolomit mit Evinospongienstructur } Ramsaudolomit.
3. dunklen, brecciösen Dolomit mit Kalk und Mergellagen.[2]) Muschelkalk.
4. Buntsandstein.
5. Perm.

Zu bemerken ist an dieser Stelle, dass der Buntsandstein

[1]) Zur Geognosie von Nord-Tirol, I, 1859, p. 153; III, 1863, p. 21.
[2]) SCHLOSSER rechnet ihn zum Röth; ich ziehe ihn seiner Aehnlichkeit mit Reichenhaller Dolomit wegen zum Muschelkalk.

des Innthales erheblich von den Werfener Schichten abweicht, die aber gleich nördlich vom Innthal im Karwendel auftreten. Der Buntsandstein des Innthals hat sehr grosse Aehnlichkeit mit dem in Vorarlberg und Graubünden. A. R. Schmmidt[1]) hat versucht, diesen Sandstein zu gliedern und zwar in rothe, dünngeschichtete und versteinerungslose Sandsteinschiefer, welche dem Silur angehören sollen, und in rothen, feinkörnigen Triassandstein. Ersterer soll südlich fallen, letzterer nördlich. Schon Cathrein[2]) hat nachgewiesen, dass eine solche Trennung nicht möglich ist und dass das Fallen durchaus nicht so regelmässig ist, wie A. R. Schmidt annimmt.

Ob im Innthal die Stufe des Dachsteinkalkes überhaupt, oder ob sie als Dachsteinkalk oder Hauptdolomit entwickelt ist, können wir bisher nicht entscheiden, ihr Vorhandensein ist noch nicht nachgewiesen.

Die Grenze zwischen der Berchtesgadener Facies und der oberbayerischen bildet nicht immer das Innthal, bei Brixlegg greift die oberbayerische Facies über das Thal hinüber.

Weiter hat Schlosser die Berchtesgadener Facies am Gaisberg bei Kirchberg im Brixenthal nachgewiesen; sie lagert dort theils direct auf Wildschönauer Schiefer theils auf Buntsandstein; wir nähern uns hier somit wieder dem Festland der unteren Triaszeit. Nachgewiesen sind bisher hier nur Buntsandstein, Ramsaudolomit und Raibler Schichten. Das nächste Vorkommen befindet sich am Kalkstein bei St. Johann in Tirol, wo Buntsandstein, Rauhwacke, Reichenhaller Dolomit, Ramsaudolomit und Raibler Schichten aufgeschlossen sind. Wir kommen wieder nahe an die nördliche Grenze des Faciesbezirkes, der hier noch ziemlich schmal ist. Auch hier ist nicht etwa das Thal die Grenze zwischen den beiden Faciesbezirken, sondern diese verläuft über das Fellhorn und biegt dann nach Norden aus, um nördlich von der Kammerkehr und südlich vom Sonntagshorn entlang gehend bei Melleck in das Saalachthal einzutreten; sie folgt nun diesem eine Strecke weit, dann verläuft sie zwischen der Stauffengruppe und dem Müllnerberg und am Nordrande des Untersberges.

Hier ist jetzt der Berchtesgadener Faciesbezirk erheblich breiter geworden, ja er nimmt hier den grössten Theil der nördlichen Kalkalpen ein. Betrachten wir nun die Südgrenze. Oestlich vom Kalkstein bei St. Johann in Tirol beginnt die vollständige Serie der Trias in den Loferer und Leoganger Steinbergen. Wir

---

[1]) Bemerkung über den rothen Sandstein im Leuckenthale. Verh. k. k. geol. R.-A., 1885, p. 238.

[2]) Zur Gliederung des rothen Sandsteines in Nordost-Tirol. Verh. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 307.

finden hier zu unterst Buntsandstein, darüber Muschelkalk in sehr verschiedener Mächtigkeit, sodann Ramsaudolomit. Ueber diesem liegt häufig eine sehr schmale Zone von *Cardita*-Oolithen und über diesen der Raibler Dolomit ca. 50—100 m mächtig; an einzelnen Stellen, z. B. an den Loferer Steinbergen, scheinen die Raibler Schichten ganz aus Dolomit aufgebaut zu sein, so dass zwischen Muschelkalk und Dachsteinkalk eine einzige Dolomitmasse liegt. Hier in den Leoganger und Loferer Steinbergen treffen wir das südlichste Vorkommen des Dachsteinkalkes, der hier sofort zu riesiger Mächtigkeit anschwillt.

Die Südgrenze der Berchtesgadener Facies verläuft nun weiter vom Pillersee dem Südrande der Loferer und Leoganger Steinberge entlang und folgt sodann dem Südrande des Steinernen Meeres und der Uebergossenen Alp, wo das Festland der älteren Triaszeit wieder einen Sporn ausschickt, weshalb bei Mitterberg der untere Theil der Trias (bis zu den Raibler Schichten) sehr wenig mächtig ist.

Wir haben nun das Thal bei Bischofshofen erreicht und wollen theils nach eigenen Untersuchungen, theils auf Grund derjenigen, welche die österreichische geologische Reichsanstalt angestellt hat, die weitere Verbreitung der Berchtesgadener Triasfacies nachzuweisen versuchen.

Schon Bittner[1]) sagt: „Als der geeignetste Punkt, um am Südabhange des Tännengebirges zu einem regelrechten Profile zu gelangen, erscheint, von Ferne gesehen, die Abdachung des Hohen Thrones mit den weithin sichtbaren grünen Alpenweiden der Ellmau-Alpe.“ Thatsächlich macht dieses Gebiet von Ferne einen sehr einfachen Eindruck; in Wirklichkeit sind die Verhältnisse sehr complicirt. Da ich Bittner's Beobachtungen hier in jeder Beziehung bestätigen kann, gebe ich die Beschreibung der Elmau-Alm in seinen eigenen Worten: „Man hat hier, aus der Gegend von Lampersbach aufsteigend, zunächst schöne Aufschlüsse im Werfener Schiefer, darüber eine nicht allzu mächtige Felsmasse schwarzer Gutensteiner Kalke, sodann in geringer Mächtigkeit dünnschieferiges, mergeliges Gestein, das glänzende Fischschuppen-Trümmerchen führt, in Verbindung mit knolligen Hornsteinkalken, welche ganz den Typus der niederösterreichischen Reiflinger Kalke besitzen, und endlich eine ansehnliche mächtige Schichtfolge von dunkelschwarzen, bröcklig-schieferigen Mergeln, die ganz gewiss den *Halobia rugosa*-Schiefern entsprechen, obschon ich gerade hier nichts von Petrefacten darin gesehen habe. Alles verflächt gegen NNO. Man ist aber, nachdem man diese Halobienschiefer

---

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 99.

(Raingrabener Schiefer oder Aviculenschiefer Stur's) erreicht hat, nicht wenig überrascht, hier oben zahllose zerstreute Stücke typischen Werfener Schiefers zu finden, und schliesslich überzeugt man sich auch wirklich, dass der ganze weitere nordnordöstliche Abhang gegen die obere Wengener Au hinab aus Werfener Schiefer besteht, der zwischen Halobienschiefer und die Kalkwände des Tännengebirges anscheinend regelmässig eingelagert ist." Gegen den Jockel Riedel hin besteht eine viermalige Wiederholung von Werfener Schiefer und Muschelkalk, welche von Bittner genau beschrieben wurde. Auch gegen Werfen und Sulzau hin sind die Verhältnisse nicht einfacher, und nach Bittner's Beobachtungen fehlt hier überall Ramsaudolomit resp. wird derselbe durch die gehobenen Schollen älterer Gesteine verdeckt. Steigt man jedoch von Werfen aus auf, so trifft man, wie Bittner schon angiebt, bis Moderegg nur Werfener Schiefer. Ich bin sodann aber quer durch Unterholz und Legföhren gegen die Griesscharte vorgedrungen und traf dabei auf den O-W. streichenden und ziemlich steil nach Norden einfallenden Ramsaudolomit, in welchem ich einen Arcesten - Querschnitt und *Diplopora* cf. *porosa* Schafh. entdeckte. Dadurch ist das Vorhandensein des Dolomites im Tännengebirge selbst sichergestellt. Die Grenze gegen den Dachsteinkalk ist nicht sicher aufgeschlossen; Raibler Schichten habe ich nicht gefunden, sie sind jedenfalls durch die riesigen Schuttmassen, welche von der Griesscharte und der Rumpelkammer herabkommen, verdeckt. Die Wände des Rascheck, Hochthron, Rumpelkammerkopfes, Fieberhorn u. s. w. bestehen aus Dachsteinkalk, der verhältnissmässig selten Fossilien führt; einige grosse Megalodonten, einige *Lithodendron*-Stücke und ein Arcesten-Querschnitt, im Schutt aufgesammelt, ist alles, was ich gefunden habe. Hinzuzufügen wäre noch, dass ich am Wieselstein einen Brocken rothen Kalkes fand, welcher mit *Rhynchonellina juvavica* Bittn. erfüllt war.

Durchsucht man die Wände des Hochpfeiler und Hochkopf gegen das Salzachthal hin, so findet man auch dort Ramsaudolomit, ob aber eine regelmässige Schichtenfolge zu verzeichnen ist, habe ich bisher nicht mit Sicherheit feststellen können. Das Salzachthal selber folgt einer Verwerfung, deren Vorhandensein der verschiedenartige Aufbau der beiden Thalseiten beweist. Gegen Stegenwald hin ist sie schwerer zu constatiren, da das Thal dort in Dachsteinkalk eingeschnitten ist, aber vorhanden ist sie sicherlich; vermutlich übersetzt sie den Rücken des Ofenauer Berges; eine quer dazu streichende Verwerfung kommt wohl vom Lammereck herüber.

Wie steht es nun mit der Nordseite des Tännengebirges?

Auch hier hat Bittner genaue Untersuchungen angestellt; ich selber habe nur einige Touren in dieser Gegend machen können und schildere im Folgenden hauptsächlich nach den Beobachtungen Bittner's.[1]) Die Dachsteinkalkmassen des Tännengebirges fallen regelmässig gegen Norden ein. An sie legt sich ein Streifen Muschelkalk, der theils dolomitisch, theils hornsteinführend ist, nördlich davon lagern zunächst am Strubberg Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalke; in den Lammeröfen finden sich Hallstätter Kalke. „Südlich von der Linie Lehngriesalpe - Hausbergalpe tritt eine dolomitische Entwickelung ein, welche von da bis in die Scheffau hinab einen breiten Raum einnimmt und bis gegen Golling reicht. In der oberen Scheffau wird dieser grösstentheils hellgefärbte Dolomit von Werfener Schiefer und ein wenig dunklem Kalk anscheinend regelmässig unterlagert. Westlicher scheint der dunkle Kalk ganz in den Dolomit, dessen tiefere Partien hie und da noch dunklere Färbung zeigen, aufgegangen zu sein. Es folgt dann über dem Werfener Schiefer und einem Gypse sofort Dolomit in mächtigen Massen, die somit jenen Dolomitmassen, welche am Untersberge die gesammte Schichtenfolge zwischen Werfener Schiefer und *Cardita* - Schichten repräsentiren, entsprechen werden. Von Fossilien wurden nur Dactyloporiden stellenweise gefunden. Die Grenze dieser Dolomite gegen die Dolomite und Kalke des Gollinger Schwarzberges ist eine ziemlich scharfe und fällt offenbar zusammen mit jener Linie, welche die Hauptdolomitmassen des Rigausberges und des Amesecks im Süden gegen die Aufbrüche der Abtenauer Gegend begrenzt. Es stossen diese beiden verschiedenartigen Dolomite übrigens nur in der Nähe der Lehngriesalpe zusammen, während östlicher sich .... die Aufbrüche der Strubbergzüge zwischen beide Dolomitmassen einzukeilen beginnen."

Wir haben hier somit die Nordgrenze des Berchtesgadener Faciesbezirkes, die hier im Salzachthal offenbar stark nach Süden zurücktritt und dann ungefähr ost-westlich bis in die Gegend von Abtenau verläuft. Ueber die nun folgenden Theile des Salzkammergutes liegen leider keine sicheren Beobachtungen, nach denen man die Faciesgrenzen mit einiger Genauigkeit feststellen könnte, vor; ich selber konnte in dem Gebiet nur wenige Begehungen machen. Im Folgenden sei das, was bekannt geworden ist, kurz wiedergegeben.

Bevor wir auf die Südgrenze der Hauptmasse unseres Faciesbezirkes eingehen, müssen wir einen Blick auf die sog. „Radstädter Tauerngebilde" werfen. Diese Dolomite, Schiefer und

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 78 ff.

Kalke sind zwar schon lange bekannt, aber erst in neuerer Zeit genauer studirt worden. Die ersten eingehenderen Untersuchungen stellten STUR [1]), LIPOLD [2]) und PETERS [3]) an, später fasste STUR die Beobachtungen in seiner Geologie der Steiermark (p. 330) zusammen. Auf die Darstellung dieser älteren Anschauungen kann ich verzichten, da dies bereits durch VACEK [4]) geschehen ist, der die Resultate eingehender Studien in den Jahren 1882 und 1883 in zwei Arbeiten niedergelegt hat. Später publicirte auch v. GÜMBEL [5]) einige Bemerkungen über jene interessanten Ablagerungen; doch weicht er in einigen Stücken von VACEK ab. VACEK [6]) hielt in seiner Antwort seine früher dargestellten Anschauungen aufrecht. Da ich mich nicht davon überzeugen konnte, dass v. GÜMBEL in seinen Abweichungen gegenüber VACEK Recht hat, meine eigenen, allerdings auf ein kleineres Gebiet beschränkten Untersuchungen vielmehr die durch VACEK dargelegten Anschauungen bestätigten, so folge ich diesem Autor in der hier zu gebenden Darstellung.

Ueber den krystallinen Gesteinen der Radstädter Tauern liegen discordant an manchen Stellen Dolomite und dolomitische Kalke, welche Diploporen führen (nach v. GÜMBEL *Diplopora debilis*) und zwar nicht auf einer bestimmten Gruppe der krystallinen Gesteine, sondern unregelmässig auf verschiedenen Schichten: Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, silurische Schiefer etc. An der Basis gegen die älteren Gebilde befindet sich ein Conglomerat, über diesem häufig eine Art von Rauhwacken, dann folgt die Hauptmasse des Dolomites. Dieser Dolomit zeigt durch sein Aussehen und seine Diploporen, dass er jedenfalls ident mit dem Ramsaudolomit ist. Die Hauptmasse dieses Dolomitzuges reicht nach Westen bis in die Gegend des Grossarlthales, doch finden sich nach VACEK vereinzelte Vorkommen noch weiter westlich, so z. B. bei Lend im Salzachthal, am Ausgange des Fuscherthales, in der Nähe des Meyer-Einöd zwischen Fuscher und Kapruner Thal.

---

[1]) Geologische Beschreibung der Centralalpen zwischen Hochgolling und Venediger. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1854, p. 818.

[2]) Grauwackenformation und Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1854. p. 369.

[3]) Geologische Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1854, p. 808.

[4]) Ueber die Radstädter Tauern. Verh. k. k. geol. R.-A., 1882, p. 310. — Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 609.

[5]) Geologische Bemerkungen über die warmen Quellen von Gastein und ihre Umgebung. Sitz.-Ber. k. Ak. Wiss., München 1889. p. 373.

[6]) Einige Bemerkungen über die Radstädter Tauern. Verh. k. k. geol. R.-A., 1890, p. 131.

Sehr wichtig ist der Umstand, dass diese Diploporen führenden Dolomite, wie Vacek festgestellt hat, am Mandling-Pass bei Schladming über die Enns hinüber greifen und im Laserbach bei Weissenbach mit dem Ramsaudolomit des Dachsteins in Verbindung stehen, welcher von wenig mächtigem Reichenhaller Kalk unterlagert wird, der seinerseits auf Werfener Schiefern ruht. Die Werfener Schiefer fehlen an der Basis der südlicheren Vorkommnisse des Ramsaudolomites nach Vacek sogar noch am Mandlingpass (Zaumberg); dagegen finden sich an einigen Stellen (Untertauern, Landschfeldgraben) dunklere Kalkgebilde an der Basis der Dolomite, vielleicht vertreten sie den Reichenhaller Kalk.

Ueber den Diploporen-Dolomiten der Radstädter Tauern liegen discordant Vacek's Pyritschiefer. Diese Schiefer, welche gewöhnlich von Pyritwürfeln erfüllt sind, führen Gervillien, Modiolen und Myaciten. Die Gervillien-Art wurde von Stur mit *Avicula Gea* d'Orb. verglichen; Vacek identificirt sie mit *Gervillia Goldfussi* Stromb. aus der Lettenkohle, zugleich aber mit der sog. *Avicula Gea* aus dem Aiblgraben (Mürzthaler Alpen). Eine *Cardita*-artige Form zeigt dagegen grosse Aehnlichkeit mit *Cardita crenata* var. *Gümbeli*, wie sie in den *Cardita*-Schichten vorkommt. Die Fossilien wie die Lagerung machen es in hohem Grade wahrscheinlich, dass die Pyritschiefer den Raibler Schichten entsprechen.

Wo die Serie vollständiger ist, liegen über den Pyritschiefern kieselreiche, blass rosenrothe Bänderkalke oder an anderen Stellen gleichförmige, nicht gebänderte Kieselkalke. Ob diese noch zur Trias gehören ist fraglich; bestimmbare Versteinerungen haben sie nicht geliefert, sehr verdächtig ist jedoch, dass Stur im Zehnerkaar Belemniten-Bruchstücke gefunden hat.

Wir haben also im Gebiete der Radtstädter Tauern ein ziemlich ausgedehntes Vorkommen von Ramsaudolomit und event. Raibler Schichten zu verzeichnen, welches von der Hauptmasse durch eine breite Zone paläozoischer Schiefer getrennt wird.

Gehen wir nun wieder zur Betrachtung der Hauptmasse über. Leider liegen uns so wenige und unbestimmbare Notizen über das Salzkammergut vor, dass man sich daraus kein einigermaassen klares Bild von der Vertheilung der Schichten machen kann. Noch 1883 schreibt v. Mojsisovics[1]: „Von den Raibler Schichten abwärts bis zu den Werfener Schichten herrscht die Dolomitfacies, in welche an mehreren Stellen heteropische Zungen der in den benachbarten Gebieten auftretenden Facies der Zlambach und Hallstätter Schichten eingreifen.“ Das war, bevor Bittner seinen

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1883, p. 291.

wichtigen Aufsatz über die Stellung der Hallstätter Kalke publicirt hatte; jedenfalls zeigt die Stelle, dass v. Mojsisovics sich nicht sehr klar über das Verhältniss des Dolomites zu den Zlambach-Schichten und Hallstätter Kalken war, dass er, wenn seine Beobachtung richtig ist, den Hauptdolomit mit dem Ramsaudolomit verwechselt hat. Ich will hier nun die wenigen Beobachtungen zusammenstellen, welche ich selber in diesem Gebiete gemacht habe.

An den südlichsten Ausläufern des Dachsteins, nämlich in der Umgebung von Weissenbach, liegt über den Werfener Schiefern eine dünne Lage von Reichenhaller Kalk, welcher nach oben in typischen Ramsaudolomit übergeht; dieser führt zahlreiche Diploporen. Nach oben scheint der Ramsaudolomit vom Dachsteinkalk normal überlagert zu werden, doch sind wohl auch Einlagerungen von Raibler Schichten vorhanden, soweit man nach Rollstücken urtheilen kann.

Leider hinderte mich schlechtes Wetter, diese Verhältnisse genauer zu untersuchen. An dem gewöhnlichen Aufstiege von der Austriahütte aus, wo ich die Sachlage genauer festzustellen hoffte, treten leider ausserordentlich starke Störungen auf. Von der Austriahütte ausgehend, bewegt man sich eine Zeit lang im Schutt, dann folgen Werfener Schiefer (N. 55° W. streichend und mit 50° gegen Norden fallend). Auf diesen liegt Ramsaudolomit, welcher mit einer Verwerfung an Dachsteinkalk anlagert; auf diesen folgt nochmals Ramsaudolomit und wiederum Dachsteinkalk, welcher die Hauptmasse des Dachsteins bildet. Kurz unter der „Schladminger Platte" fand ich zwei Durchschnitte von *Arcestes* und eine mit *Halorella curvifrons* erfüllte Platte. Während des weiteren Aufstieges und beim Ueberschreiten des Berges bleibt man im Dachsteinkalk, der sich von der Simonyhütte aus gegen den Hallstätter See senkt und in der Nähe der Hütte von grossen und kleinen Megalodonten erfüllt ist. v. Mojsisovics citirt aus der Nähe der Simonyhütte *Arcestes* cf. *subumbilicatus* Br., cf. *Cladiscites multilobatus* Br. und einen Querschnitt durch einen Arcesten aus der Gruppe der *Arcestes galeati*. Am Hallstätter See finden wir im Süden und theilweise auch im Westen und Osten Dachsteinkalk. Ein Profil liefert der Sarstein; hier wird Dachsteinkalk durch Ramsaudolomit, welcher Diploporen, Arcestenquerschnitte und *Megalodon* cf. *Columbella* führt, unterlagert. Dass Raibler Schichten vorhanden sind, erscheint mir, nach gefundenen Rollstücken zu urtheilen, wahrscheinlich. Auch der kleine Hügel bei Au am Nordende des Hallstätter Sees besteht aus Ramsaudolomit, er führt Diploporen. Eben solche fand ich am Nordostabhang des Zwölferkogel im Ramsaudolomit, welcher bei Steeg durch Dachsteinkalk normal überlagert wird.

Sehr complicirt ist das Plassengebiet, in welchem sich die bekannten Fundstätten Schreyeralm und Schiechlinghöhe befinden. Bekanntlich kennen wir diese Ausbildung des Muschelkalkes als rothe und helle Kalke, sehr ähnlich einigen Varietäten des Hallstätter Kalkes, bisher nur von zwei oder drei Stellen (wenn wir den Gamsstein einrechnen) in den Nordalpen. Das westlichste Vorkommen ist das Lärcheck, ein weiteres die Schreyeralm und Schiechlinghöhe und ein drittes etwa noch der Gamsstein in der Gegend von Gross - Reiffling. Bei der Schreyeralm werden die Schreyer Schichten scheinbar von mächtigen weissen Kalken unterlagert (Plassenkalk). An der Schichlinghöhe lässt sich die Unterlage nicht constatiren, da nach allen Seiten die Kalke durch Verwerfungen begrenzt sind; nur eine ganz genaue Detailuntersuchung könnte einiges Licht auf diese sehr complicirten Verhältnisse werfen.

Nicht besser steht es in dem Gebirge, welches östlich von Goisern liegt. Geht man den grossen Zlambach hinauf, so findet man zuerst Fleckenmergel mit zahlreichen Lias-Ammoniten, doch kommt auch Tithon vor. Leider ist das Terrain zwischen diesen Fleckenmergeln und den „Zlambachschichten" der Fischerwiese, welche wohl Koessener Schichten sind, verdeckt, so dass man nicht sehen kann, ob eine normale Unterlagerung stattfindet. Nach Süden lagern die Juraschichten mit einer Verwerfung an die „Pötschenkalke" an, welche wohl nur eine Modification der Hallstätter Kalke sind. Diese stossen ihrerseits an dem Ramsaudolomit des Sarsteins ab. Im Norden dagegen lagert der Lias discordant an den Hallstätter Kalk des Leistling Kogel an.[1])

[1]) Nähert man sich der SW-Ecke des Leistling, so trifft man im Wald eine Anzahl heruntergefallener Blöcke, in welchen sich zahlreiche Ammoniten des Hallstätter Kalkes finden — eine der von v. Mojsisovics aufgestellten Zonen. Steigt man nun in nordöstlicher Richtung aufwärts, so gelangt man in den sog. Karlgraben; in diesem findet sich eine andere, aber anstehende „Zone". Bemerkenswerth ist, dass hier die Ammoniten über einer Bank von Halobien liegen. Steigt man den Karlgraben ganz hinauf, so gelangt man auf den südlichen Theil des Raschberg-Plateaus. Hier befindet sich wieder eine andere „Zone", der Fundort ist in der Literatur unter dem Namen „Sandling" bekannt geworden; die Schicht führt als Hauptleitfossil *Tropites subbullatus.* Auch hier liegt die versteinerungsreiche Linse zwischen Halobien-Schichten; die *Halobia* wurde von Bittner als *H.* cf. *Charlyana* Mojs. bestimmt. — Wie sich nun diese Zonen zu einander verhalten, lässt sich nicht bestimmen, da der Kalk, wie man aus dem wechselnden Streichen erkennt, soweit dieses überhaupt zu sehen ist, von zahlreichen Brüchen durchzogen wird. Steigt man von dem letzten Fundort gegen die Sandling-Alm ab, so trifft man zu seiner Ueberraschung einen Aufbruch von Werfener Schichten und Muschelkalk, auf der gegenüberliegenden Thalseite an den Abfällen des Hohen Sand-

Die Nordgrenze unseres Faciesbezirkes ist im Salzkammergut nach den bisherigen Angaben nicht vollkommen sicher festzustellen. Nach v. Mojsisovics[1]) herrscht in dem Gebiet, welches nördlich der Linie St. Gilgen—Ischl—Ebensee liegt, in der Trias die oberbayerische Facies vor, darnach fiele also die Grenze mit der eben genannten Linie zusammen. Im Todtengebirge bei Aussee wäre nach v. Mojsisovics ebenfalls die oberbayerische Facies vorhanden, während Geyer[2]) riesige Dachsteinkalkmassen schildert. Sollte v. Mojsisovics den Ramsaudolomit für Hauptdolomit gehalten haben? Von Ferne gesehen, erinnert dieses Gebirge auf's

---

ling aber jurassische Schichten. Man ersieht daraus, wie stark das Gebiet gestört ist, und dass keine Rede davon sein kann, eine Reihenfolge von „Zonen" im Hallstätter Kalk geologisch zu bestimmen. v. Mojsisovics (Chronologischer Umfang des Dachsteinkalkes, p. 17 (13)) sagt in seiner neuesten Schrift, dass erst die im Jahre 1892 gewonnene Erkenntniss über die wahre Stellung der Zlambachschichten eine veränderte Deutung der Riffkalke ermöglicht hätte. Ich möchte erfahren, wo man diese Erkenntniss gewinnen kann. Auf der Fischerwiese ist kein Zusammenhang mit anderen Schichten zu erkennen; im Stambachgraben aber scheinen die Zlambachschichten die Liasfleckenmergel (noch nahe an der Grenze kommen Phylloceraten vor) normal zu unterlagern. Ist nun die „richtige Erkenntniss" die, dass die Zlambachmergel den Koessener Schichten gleichzustellen sind, so hätte man das wohl auch vor 1892 feststellen können, da der Fundplatz lange genug bekannt war. Die Zlambachschichten haben im Lauf der Jahre häufig ihren Platz gewechselt; 1869 befanden sie sich z. B. über dem Reichenhaller Kalk in der ehemaligen Halorischen Stufe v. Mojsisovics', die Pötschen Kalke sollten darunter liegen in der ehemaligen Oenischen Stufe. Ueber der Halorischen Stufe lag die Badiotische und über dieser die Larische Stufe oder Gruppe. Man sieht aus diesen Bemerkungen, dass bereits Stufennamen genügend vorhanden waren, so dass es wohl kaum nöthig war, dass v. Mojsisovics im Jahre 1895 ein weiteres Dutzend aufstellte. In Wirklichkeit hat auch die „richtige Erkenntniss" der Stellung der Zlambachschichten nichts damit zu thun, dass die Hallstätter Kalke heute als Facies des Dachsteinkalkes zu betrachten sind, sondern diese Anschauung gründet sich auf Beobachtungen Bittner's, und kann auch nur durch geologische Beobachtungen gestützt werden, nicht durch paläontologische Speculationen. Was die Zlambachschichten, nämlich die wirklichen, fossilführenden, sind, wissen wir heute ebenso wenig wie 1869; dass man allerlei andere Dinge auch als Zlambachschichten bezeichnet hat, ist vollkommen gleichgültig. Man kann mit Benecke sagen, dass die Hallstätter Kalke durch ihre Fossilführung verwirrend gewirkt haben, und man kann hinzufügen, dass das Salzkammergut dasjenige Gebiet ist, welches sich am allerwenigsten eignet, den Ausgangspunkt für eine Gliederung der alpinen Trias zu bilden. Nur dadurch, dass man in Ober-Bayern und Nord-Tirol sich nicht um das Salzkammergut gekümmert hat, ist man dort zu einer festen, sicheren Gliederung gelangt.

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1883, p. 290—293.

[2]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 337; 1886, p. 245.

Entschiedenste an die Plateauberge Berchtesgadens, und hat deshalb die Geyer'sche Auffassung sicher die grössere Wahrscheinlichkeit für sich.

Die Südgrenze folgt von Schladming aus ungefähr dem Ennsthal bis zum Gebiet von Admont. Hier liegen wieder ausgezeichnete Beobachtungen Bittner's vor, welche uns gestatten, die Nord- und Südgrenze unseres Faciesbezirkes genau festzustellen. Im Norden der Windischgarstener Niederung, im Laussagebirge haben wir bereits den Lunzer Faciesbezirk [1]) mit einer reichen Entwickelung von Hauptdolomit, Opponitzer Kalk und Lunzer Sandstein. Südlich der Windischgarstener Niederung liegen die Haller Mauern. [2]) Hier ist die Schichtenfolge eine andere. Ueber den Werfener Schichten stellt sich häufig der Reichenhaller Kalk ein mit den bekannten Fossilien: *Myophoria costata, Modiola triquetra* und *Neritaria stanensis*. Darüber folgt der Ramsaudolomit, in welchem ich Diploporen fand; er kann aber auch direkt auf den Werfener Schiefern liegen. Ueber dem Ramsaudolomit liegt ein schmales Band von *Cardita*-Oolithen und Mergeln, welches Bittner von der Hirschalm am Hohen Pylerpass bis zum Natterriegel verfolgt hat. Hier ändert sich die Schichtfolge etwas; am Grabnerstein werden die Raibler Schichten sehr mächtig, im Liegenden treten Gutensteiner und Reiflinger Kalke auf, im Hangenden Opponitzer Kalke. Offenbar haben wir hier eine vordringende Zunge des Lunzer Faciesbezirkes.

Der Berchtesgadener Faciesbezirk wird hier wieder sehr schmal; die Südgrenze setzt über die Enns hinüber und folgt den Südhängen des Sparafeld und Reichenstein, des Oedstein, Hochthor und Zinödl. Hier ist jedoch eine von Bittner entdeckte Complication vorhanden, welche weiter unten besprochen werden soll.

Die Nordgrenze geht im Norden der Gruppe Tamischbachthurm — Grosser Buchstein entlang, in welcher Bittner [3]) ein schmales durchgehendes Band der Raibler Schichten nachgewiesen hat. Sie lassen sich von der Wandau bei Hieflau (im Osten) über die Almmauer bis gegen den Tamischgrat verfolgen und zeigen sich auch in dem Gebiet zwischen Buchstein, Tamischbachthurm und Gstatterstein. Unterlagert werden sie von Diploporen führendem Ramsaudolomit. Das Hangende bilden nicht mehr als 100 m mächtige Dolomite, welche ich zu den Raibler

---

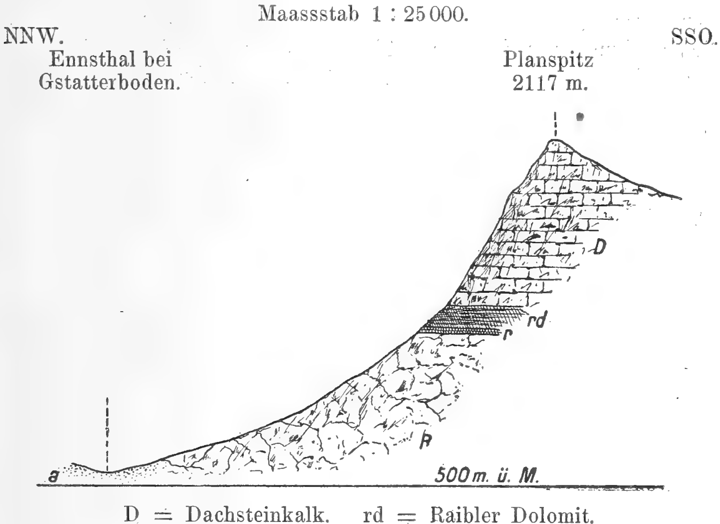
[1]) Bittner, Aus den Umgebungen von Windischgarsten in Ober-Oesterreich und Talfau in Ober-Steiermark. Verh. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 242.

[2]) Bittner, Aus dem Ennsthaler Kalkhochgebirge. Verh. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 92.

[3]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1885, p. 143. Ibid., 1886, p. 96.

Dolomiten rechne, oder aber der Dachsteinkalk. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse am Reichstein und Sparafeld.[1] Auch hier tritt der Ramsaudolomit in mächtiger Entwickelung auf, darüber das mehr oder weniger schmale Band der Raibler Schichten, ein wenig mächtiger Dolomit und schliesslich der Dachsteinkalk. Es ist das Verdienst BITTNER's, in dem Gebiete des Gesäuses die Raibler Schichten aufgesucht und dadurch das Alter des unteren Dolomites, den man früher allgemein für Hauptdolomit hielt, festgestellt zu haben. Die Fortsetzung der Reichenstein-Sparafeld-Masse ist die Gruppe des Hochthor-Ödstein. Auch hier wurden von BITTNER (l. c. 1886) die *Cardita*-Schichten entdeckt und darin *Carnites floridus, Halobia rugosa* und *Avicula* cf. *Gea* gefunden. Durch ihn auf eine Stelle unter der Planspitz aufmerksam gemacht, gelang es mir mittels einer Wandkletterei die *Cardita*-Schichten im Anstehenden zu finden. Zu unterst liegt hier Ramsaudolomit mit *Diplopora herculea,* darüber schwarze Mergel mit *Halobia rugosa,* aber schlecht aufgeschlossen und sehr wenig mächtig, sodann eine Masse Dolomit, ganz ähnlich dem unteren, nur etwas dichter und in seinen höchsten Partien gebändert, ca. 100 m mächtig, und zuletzt mit scharfer Grenze der Dachstein-

25. Längsprofil von Gstatterboden zur Planspitz im Gesäuse.
Maassstab 1 : 25000.



D = Dachsteinkalk. rd = Raibler Dolomit.
r = Raibler Mergel. R = Ramsaudolomit.

---

[1]) BITTNER, Verh. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 99.

kalk. Bei dem nebenstehenden Profil ist zu beachten, dass es ein Längsprofil ist, dass also das Fallen darin nicht auszudrücken ist: das Streichen der Schichten beträgt N. 20—30° W., das Fallen 35° ONO. Die ganze Schichten-Serie senkt sich nach Osten, so dass am Wasserfallweg nur noch der Raibler Dolomit aufgeschlossen ist. Uebrigens sind auch verschiedene Längsverwerfungen vorhanden, so z. B. in der Nähe des Wasserfallweges. An dem den Hochtouristen bekannten „Peternpfad" (eine Aufstiegsroute auf das Hochthor) kann man ein ganz ähnliches Profil, wie das oben beschriebene, beobachten. Der Ramsaudolomit ist in diesem Gebiet nicht sehr fossilreich, nur unter dem Ödstein fand ich zahlreiche Diploporen und einige Arcesten-Querschnitte.

Steht man auf der Höhe des Gebirges, etwa auf der Hochthorspitze oder dem Zinödl, so sieht man, dass es jenen Plateaumassen von Berchtesgaden-Salzburg gleicht; um so merkwürdiger ist der Umstand, dass mitten durch das Gebiet eine Faciesgrenze geht. Südlich der Linie Johnsbach — Koderalp — Salzkaser beobachtete nämlich Bittner[1]) eine eigenartige Entwickelung der Trias. Der Ramsaudolomit fehlt hier vollständig. Auf den dunklen, dünnbankigen Kalken, welche in Menge *Koninckina Leonhardi* führen, liegen concordant schwarze Schiefer mit *Halobia rugosa.* Hier reicht also die Partnachfacies der ladinischen Stufe bis zu der Grenze der Raibler Schichten empor, so dass der Berchtesgadener Faciesbezirk an dieser Stelle von einem nördlichen (Lunzer) und einem südlichen (Johnsbach-Aflenzer) Bezirk eingeschlossen wird, in denen die Dolomite der mittleren Trias vollkommen fehlen und durch die dünnbankigen, schwarzen Kalke der Partnachschichten vertreten werden.

Im Gebiet des Hochschwab zeigte es sich, dass das vom eigentlichen Hochschwab südlich liegende Gebiet von Aflenz dem Faciesbezirk der Stadtfeldmauer entspricht. Bittner[2]) stellte dafür folgende Gliederung auf: über den Werfener Schiefern liegt eine untere kalkige Abtheilung, welche aus Gutensteiner Kalken, dunklen und hellen Dolomiten, Knollengesteinen und klotzigem Kalk besteht. Darüber liegt eine kalkige und schiefrige, mittlere Abtheilung, welche aus:

Mergelschiefern mit *Halobia rugosa,*
dunklen Kalken,
einer zweiten Schieferpartie,

---

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 100, 101; Ibid., 1887, p. 93; Ibid., 1896, Jahresbericht des Directors.

[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1887, p. 92; Ibid., 1888, p. 248.

einer zweiten Kalkmasse,
einer dritten Schieferpartie mit *Posidonomya, Halobia* cf. *austriaca*[1]), *Spiriferina gregaria* etc.

besteht. Sodann folgt die obere kalkige Abtheilung, bestehend aus dunklen Kalken mit Hornstein-Ausscheidungen, welche Halorellen führen.

Hier fehlen also wieder jene mächtigen Kalkmassen der ladinischen Stufe (Wettersteinkalk, Esinokalk etc.), wenn man nicht als Vertreter dieser den klotzigen Kalk der untersten Abtheilung ansehen will, doch ist dieser sehr wenig mächtig.

Nördlich von diesem Gebiete befindet sich wieder das Gebiet des Ramsaudolomits, dieser liegt auf Werfener Schiefer. Im Gebiete des Karlhochkogls fand Bittner[2]) auch die Raibler Schichten in einer Mächtigkeit von 2 m; er schildert sie folgendermaassen: „Der meist helle Liegenddolomit beginnt sich in ihrer Nähe dunkel zu färben, wird grauröthlich und führt zahlreiche Cidaritenstacheln. . . . . . Darüber folgt röthlichgraues, mehr kalkiges Gestein mit grünlichen Flasern und Anflügen; es wird nach oben dunkler und enthält noch rothe Schmitzen und Flecken, die obersten Lagen scheinen wieder mehr röthlich gefärbt zu sein. Zwischen diesen mehr kalkigen, durchaus dünnplattigen Lagen fehlen auch grellrothe und dunkel gefärbte Mergelschieferzwischenlagen nicht." Darüber folgt nicht sehr mächtiger Dolomit und sodann der Dachsteinkalk mit *Halorella amphitoma* Br. und *H. curvifrons* Qu. etc. Die Raibler Schichten führen *Spiriferina gregaria* Suess und *Spirigera* sp.

Das noch nördlicher gelegene Gebiet des eigentlichen Hochschwab und der Kräuterin besteht seiner Hauptmasse nach aus Dachsteinkalk, sodann folgt der Lunzer Faciesbezirk im Gebiet der steyerischen Salza.

Als nächst anstossendes Gebiet hätten wir nunmehr die Mürzthaler Alpen zu betrachten, welche von Geyer[3]) untersucht worden sind. Er kam merkwürdiger Weise zu einer ganz anderen Gliederung, als man nach den Resultaten Bittner's im Hochschwabgebiet erwarten sollte. Das Hauptresultat Geyer's ist der Nachweis, dass die Hallstätter Kalke durch Raibler Schichten überlagert werden. Alle jene riesigen Massen grauer Kalke, welche in dem Beschauer sofort die Erinnerung an Dachsteinkalk

[1]) Verh. k. k geol. R.-A., 1890, p. 300.
[2]) Ibidem.
[3]) Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1889.

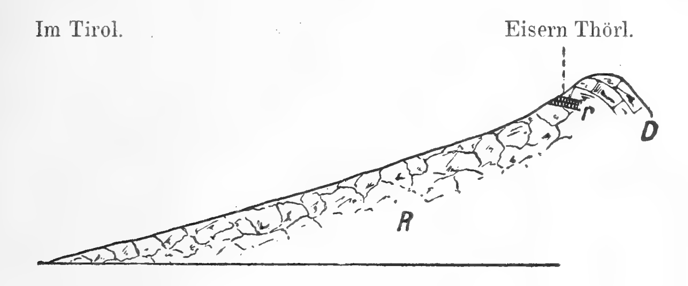
erwecken, erklärt GEYER für Kalke, welche unter den Raibler Schichten liegen. Auf Grund einer Anzahl von Excursionen in dem betreffenden Gebiete bin ich zu einem abweichenden Ergebniss gelangt.

Das bekannteste Profil aus dem Bereich der Mürzthaler Alpen ist dasjenige der Mürzschlucht bei Frein. Dieses ist von STUR einerseits, und GEYER - v. MOJSISOVICS andererseits ganz verschieden gedeutet worden. Ich fand Folgendes: im Scheiterboden steht der Ramsaudolomit mit *Diplopora herculea* STOPP. an, dann folgt am Schwarzenbach ein schwarzer Schiefer, der sich von den Reingrabener Schiefern nicht unterscheidet; auf ihm liegen graue Kalke mit *Monotis salinaria*. In dem gegenüberliegenden Theile des Thales ist die Schichtenfolge ganz gleich; im Aiblgraben sind die schwarzen Schiefer aufgeschlossen, hier fand bereits STUR[1]) *Avicula Gea* D'ORB. und *Macrodon* aff. *strigillatum*. Ich hatte das Glück, ein kleines Exemplar von *Halobia rugosa* GÜMB. zu entdecken, welches in nichts von den gleich zu erwähnenden in den Schiefern bei Frein abweicht. In der Mürzschlucht selber treten später dunkle Kalke auf, welche vielleicht als Muschelkalk zu deuten sind; es folgt eine Wiese, welche das Profil unterbricht; dann treten wieder die dunklen Kalke auf, in welche sich Mergel einschieben, und darüber schwarze Schiefer mit *Halobia rugosa* GÜMB. Hinter diesen sodann discordant auflagernd eine kleine Partie von Dolomit (Hauptdolomit?). Wir würden hier also ein doppeltes Auftreten von Raibler Schichten haben, so dass jedenfalls in der Mürzschlucht Störungen auftreten. Dazu kommt der Fund von Terebrateln, ähnlich der *Terebratula vulgaris*, in den schwarzen Kalken, welche ich für Muschelkalk zu halten geneigt bin. Jedenfalls ist das Profil nicht so einfach, wie v. MOJSISOVICS und GEYER[2]) geglaubt haben; ausserdem kann es einen Beweis für das Alter der Hallstätter Kalke nur in dem Sinne liefern, dass sie jünger als die Raibler Schichten des Aiblgrabens sind. In dem südlicher gelegenen Höllgraben fand ich zunächst den Ramsaudolomit, darüber eine Partie von grauem, dolomitischen Kalk mit einigen Gyroporellen, darauf graue Kalke mit Bivalven - Durchschnitten und wiederum Bänke voll Gyroporellen.[3]) Ich zweifle nicht daran, dass wir hier die Raibler Schichten durch Dolomit vertreten vor uns haben, wenn sie sich nicht irgendwo auf der Nordwand, wo sie sehr wohl durch Schotter verdeckt sein können, noch auffinden lassen.

---

[1]) Geologie der Steiermark, p. 260.
[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1887, p. 229.
[3]) Nicht Diploporen, wie GEYER l. c. p. 604 angiebt.

Hinter dem Kalk folgt dann Werfener Schiefer mit etwas Reichenhaller Kalk und darüber Ramsaudolomit mit Diploporen. Ob der im Höllgraben anstehende Kalk zu den Raibler Schichten oder zum Dachsteinkalk zu rechnen ist, lässt sich nicht entscheiden; übrigens ist der Kalk an dieser Stelle nicht sehr mächtig.

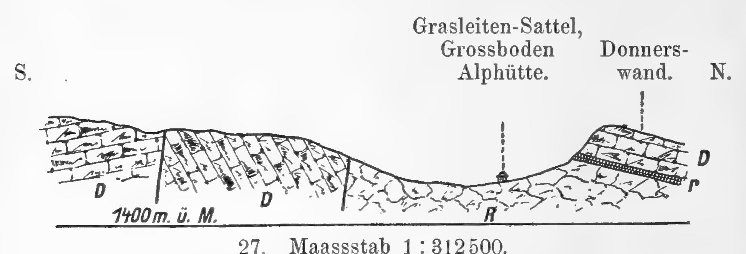


26. Maassstab 1 : 25 000.

D = Hallstätter Kalk. r = Raibler Schichten.
R = Ramsaudolomit.

Geht man nun von Neuberg an der Mürz in das Krampenthal hinein, so treffen wir in der Nähe von Im Tirol Ramsaudolomit mit *Diplopora herculea* Stopp. und *D.* cf. *porosa* Schafh. Ueber dieser mächtigen Masse liegt ein grauer Kalk. In der Nähe des eisernen Thörl findet man eine Einlagerung von schwarzen Mergelschiefern, welche jedenfalls den Raibler Schichten entsprechen; darüber folgen graue Kalke, welche an mehreren Stellen *Monotis salinaria* enthalten. Die reichste Fundstelle befindet sich an der neuen Strasse zum Jagdschloss Nasskör, wo die Wand durchsprengt ist; hier ist eine ca. 7 m mächtige Lage vorhanden, welche fast nur aus Halobien und *Monotis salinaria* besteht. Ausserdem kommen Querschnitte von Brachiopoden und Arcesten vor. Diese ist vermuthlich die Fortsetzung jener, durch Bittner und Geyer beschriebenen fossilführenden Bänke an der alten Strasse, welche ungefähr im Streichen des neuen Fundpunktes (die Schicht streicht N. 70—80° W. und fällt mit 55—60° nach Norden) liegt. Bevor man zum Nasskör gelangt, treten Werfener Schichten auf; es sind dieselben, welche wir bei Besprechung des Höllgrabens als in der Nähe des Jagdschlosses Nasskör anstehend erwähnten. Das Plateau des Nasskör ist jedenfalls ziemlich complicirt gebaut. Davon, dass die schwarzen Kalke am Capellaros Hallstätter Kalk sind, konnte ich mich nicht überzeugen, einige Orthoceren, welche Geyer darin fand, beweisen ja das nicht, doch scheinen die Mergel an der Bodenau wirklich Reingrabener Schiefer zu sein, wenn auch Fossilien dort noch nicht gefunden

sind. Jedenfalls lässt sich über das Verhalten zu den Kalken am Hirscheck sowie zu denen, welche östlich gegen die Grossbodenalm hin folgen, nichts aussagen. Ein schönes Profil zeigt sich an der Grossbodenalm selber. Hier steht typischer Ramsaudolomit, der spärlich Diploporen führt, an, darüber folgen gegen die Donnerswand hin eine dünne Lage von Knollenkalk und sandige bis brecciöse, grünlich graue Kalke. Das sind offenbar dieselben Schichten wie die, welche Bittner vom Hochschwab beschrieben hat. In einem Brocken fanden sich zahlreiche Seeigel-Stacheln, wovon einer jedenfalls zu jener keulenförmigen Art (häufig als *Cidaris dorsata* bezeichnet) gehört, welche auch z. B. am Untersberg und am Hochkönig in den Raibler Schichten vorkommt. Darüber folgt dann der Dachsteinkalk, welcher kleine Megalodonten führt, wie schon Geyer angiebt. Anders sind die Verhältnisse gegen Süden; auch ist das Fallen der Schichten ein verschiedenes. Steigt man am Sattel gegen den Gläserkogel hin auf, so findet man oberhalb Ramsaudolomit, aber mit einer Verwerfung abstossend, Dachsteinkalke, welche mit 60° nach Nor-



27. Maassstab 1 : 312500.

D = Dachsteinkalk. r = Raibler Schichten.
R = Ramsaudolomit.

den fallen und nicht flach liegen, wie Geyer angiebt. In diesem Kalk schreitet man fort und findet an den Schneegruben der Knoppernwiese die von Geyer entdeckten kleinen Megalodonten. Geht man gegen das Schönhaltereck hin vor, so findet man auch grosse Megalodonten und zwar solche, welche von *Megalodon scutatus* nicht zu unterscheiden sind. Ich fand ein Exemplar, welches eine Länge von ca. 20 cm hatte. Steigt man nun von der Knoppernwiese östlich hinauf gegen den Windberg, die höchste Erhebung (1904 m) der Schneealp, so bleibt man im Dachsteinkalk, der, wie man am letzten Vorgipfel deutlich sieht, O-W. streicht und mit 55—60° gegen Norden einfällt, also offenbar die directe Fortsetzung des Dachsteinkalkes zwischen Gläserkogel und Knoppernwiese bildet. Das Schönhaltereck, welches westlich

vom Windberg liegt, besteht sicherlich aus denselben Kalken, und da GEYER daraus *Monotis salinaria* anführt, so ist es ziemlich gewiss, dass auch der Windberg aus Hallstätter Kalk gebildet wird, resp. dass Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk gleichwerthig sind. Schon v. HAUER und FOETTERLE geben übrigens das Vorkommen der Dachstein-Bivalve auf der Schneealpe an.

Steigt man vom Windberg gegen Osten ab, so trifft man gegen die Schneealp-Hütte hin den unterlagernden Ramsaudolomit. Auch hier kommen dunklere, kieselige und brecciöse Zwischenlagen von Kalk vor, doch habe ich keine Fossilien darin gefunden. Zwischen Schusterstuhl und Windberg geht vermuthlich eine Querverwerfung. Der Ramsaudolomit zieht bis zur Mitterbergschneide und trägt am Schusterstuhl Fetzen von Dachsteinkalk. Der Dachsteinkalk hat hier auf dem Plateau überall grosse Aehnlichkeit mit dem des Steinernen Meeres und des Dachsteins, auch „schwimmende Scherben“ kommen vor. Nördlich vom Windberg finden wir wieder jene Verwerfung, welche den Dachsteinkalk des Gläserkogel vom Ramsaudolomit des Windberges trennt (auch hier zeichnet GEYER irrthümlicher Weise eine flache Lagerung ein, der Dachsteinkalk fällt jedoch mit 55—60° nach Norden ein), und die Salzwand nördlich der Mitterbergschneide entspricht genau der Donnerswand. Südlich vom Windberg ist eine zweite grosse Bruchlinie vorhanden, welche auf dem Plateau südlich von den Sennhütten Werfener Schiefer zu Tage treten lässt. Ueberschreitet man nun das Plateau nach Osten, so bleibt man bis zum Ameisbühel im Ramsaudolomit, häufige Kalkbrocken deuten auf eine erodirte Decke von Dachsteinkalk hin. Am Ameisbühel wird der Ramsaudolomit wiederum von Dachsteinkalk überlagert, welcher O-W. streicht und mit 35° nach Norden einfällt, er scheint weiter nördlich immer steiler einzufallen und bis gegen Nasswald anzuhalten.

Die Raxalp ist jedenfalls die Fortsetzung der Schneealp, wenn auch tektonisch getrennt; ich habe zwar nur wenige Touren darauf gemacht, doch konnte ich mich überzeugen, dass die Gipfelkalke jedenfalls dieselben wie die vom Windberg sind. Jedenfalls sind diese höchsten Kalkmassen Dachsteinkalk, wie aus den besprochenen Profilen hervorgeht. Ueberhaupt ist der ganze Eindruck, den man von der Schichtgliederung und der Tektonik der Mürzthaler Alpen erhält, wenn man von Westen kommt, der, dass sie in keiner Beziehung von den Gruppen des Hochschwab und des Gesäuses abweichen. Sie bilden auch geologisch so genau die Fortsetzung dieser Züge, dass die Annahme, sie gehören zu einem ganz anderen Faciesbezirk, ausserordentlich unwahrscheinlich ist. Wenn wir nun berücksichtigen, dass im Liegenden stets

der Ramsaudolomit vorhanden ist und dass auf ihm stets eine ziemlich gleichartig ausgebildete Masse von grauem Kalk liegt, so wird es doch einigermaassen zweifelhaft, dass dieser Kalk einmal in die ladinische Stufe und ein anderes Mal in die Stufe des Dachsteinkalkes zu stellen sei. Wenn man bedenkt, wie wenig mächtig die Schichten sind, welche wir als Raibler Schichten ansprechen müssen, so wird es höchst wahrscheinlich, dass ein Theil der Raibler Schichten durch jenen grauen Kalk vertreten werde, den wir als Ganzes Dachsteinkalk nennen. Soweit meine Untersuchungen reichen, ist die Schichtenfolge der Mürzthaler Alpen folgende:

Dachsteinkalk (Hallstätter Kalk).
Raibler Mergel oder Cidariten-Breccie.
Ramsaudolomit.
Werfener Schichten.

Eine genauere Detailuntersuchung wird entscheiden müssen, was hier das Richtige ist, denn mit der Annahme einiger Ueberschiebungen wird v. Mojsisovics niemals die von Geyer aufgenommenen Profile aus der Welt schaffen. Das Mürzschlucht-Profil bleibt noch immer ein Räthsel; vielleicht spielt hier der Umstand mit, dass die Faciesgrenze sehr nahe liegt, so dass die nördlichen Raibler Schichten und die darunter liegenden schwarzen Kalke möglicher Weise bereits dem Lunzer Bezirk zufallen, die dunklen Kalke aber vielleicht den Reiflinger Kalken entsprechen.

Nicht unerwähnt will ich lassen, dass an dem Tonnion jedenfalls typischer Dachsteinkalk auftritt, in welchem Bittner[1]) eine Reihe von Brachiopoden des Dachsteinkalkes auffand. Unter diesem liegen die Geyer'schen Zlambachschichten, d. h. vermuthlich Raibler Schichten, welche ihrerseits von Ramsaudolomit unterlagert werden. Also auch hier haben wir wieder das Profil Dolomit — Mergel und Kalke — Kalkmasse, von denen die Kalkmasse jedenfalls dem Dachsteinkalk entspricht. Dies rechtfertigt wohl meine Auffassung der Triasgliederung in den Mürzthaler Alpen. Andererseits muss ich aber auch gestehen, dass das Profil durch den Geyerstein bei Payerbach ziemlich genau so ist, wie Geyer es zeichnet, d. h. über den Werfener Schichten liegt ein heller Dolomit, darüber ein dolomitischer hellgrauer Kalk; auf diesem liegen anscheinend concordant schwarze Mergelschiefer, welche den Raingrabener Schiefern entsprechen dürften. Hier hätten wir also bereits eine kalkige Entwickelung der ladinischen

---

[1]) Verh. k. k. geol. R-A., 1888, p. 175; siehe auch Bittner, Brachiop. d. alpinen Trias. Abhandl. k. k. geol. R.-A., 1890, p. 277.

Stufe. Dass diese Kalke aber unbedingt den Plateaukalken der Rax und der Schneealp entsprechen müssen, ist durch nichts bewiesen.

Ferner ist hier noch anzuführen, dass Bittner[1]) unter den Plateaukalken des Kuhschneeberges die *Cardita* - Schichten entdeckt hat, wodurch jedenfalls für diesen Berg nachgewiesen ist, dass die Plateaukalke dem Dachsteinkalk entsprechen. Es bliebe also der geologische Nachweis nur noch für die Rax zu erbringen.

Betrachten wir nun noch kurz die Grenzen unseres Faciesbezirkes, soweit es sich um die Mürzthaler Alpen handelt. Die Südgrenze folgt dem Südabfall der Hohen Veitsch und verläuft dann über Neuberg—Payerbach bis in die Nähe von Wiener Neustadt, wo sie wohl mit der Nordgrenze zusammentrifft, d. h. der Faciesbezirk sein Ende erreicht. Die Nordgrenze geht nördlich von dem Tonnion entlang, folgt sodann wohl dem Thale der kalten Mürz, biegt hierauf nach Norden aus, folgt den Nordabhängen der Rax und des Kuhschneeberges, um dann in westlicher Richtung gegen Wiener Neustadt hin zu verlaufen, wo, wie schon oben bemerkt, der Faciesbezirk vermuthlich sein Ende erreicht.

Wenn wir nun kurz rekapituliren, was wir in diesem Abschnitt über die Verbreitung der Berchtesgadener Triasfacies beigebracht haben, so ergiebt sich, dass dieser Bezirk eine Längserstreckung von mehr als 300 km hat, so weit wenigstens heute unsere Kenntnisse reichen. Die Nord- und Südgrenze liess sich nicht an allen Stellen genau bestimmen, da für viele Orte genauere Nachrichten fehlen, und wohl nur Bittner es stets hervorgehoben hat, wenn er fand, dass der südliche Bezirk irgendwo mit dem nördlichen zusammenstiess. Wir werden in einem späteren Aufsatze noch darauf einzugehen haben, wie sich die einzelnen Faciesbezirke der Nordalpen zu einander verhalten, und beschränken uns jetzt auf die Darstellung der Grenzen der Berchtesgadener Triasfacies.

Der westlichste Punkt, an welchem bisher die Berchtesgadener Trias bekannt wurde, ist Brixlegg. In einem schmalen Streifen zieht sich unser Bezirk das Innthal hinunter, tritt sodann in die Gegend bei Kitzbühel ein, folgt den Südabhängen des Kaisergebirges und verbreitert sich dann rasch in der Gegend von St. Johann in Tirol und Leogang; er umfasst hier die Leoganger und Loferer Steinberge sowie die Kammerkehr oder Steinplatte. Die Breitenausdehnung nimmt in der Berchtesgadener Gegend noch zu, ja sie erreicht hier ihr höchstes Ausmaass; der Bezirk umfasst nämlich den Untersberg, das Halleiner Gebirge,

[1]) Verh. k. k geol. R.-A., 1893, p 246.

das Tännengebirge, das Steinerne Meer und den Hochkönig sowie alle dazwischen liegenden Gruppen, wie Reuteralp, Lattengebirge, Watzmann, Hagengebirge, was einer Breitenausdehnung von ca. 40 km entspricht. Südlich finden wir einen weiteren, aber verhältnissmässig kurzen Bezirk bereits im Bereich der Centralalpen (Radstädter Tauern). Die Hauptmasse umfasst östlich vom Tännengebirge das Dachsteingebirge sowie die nördlich vorlagernden Gruppen bis gegen Ischl. Bei Lietzen wird der Bezirk sehr schmal, gewinnt aber östlich sofort wieder an Breite und umfasst die Haller Mauern bei Admont, die Gebirge am Gesäuse, die Hochschwabgruppe mit Ausnahme der südlichsten Abhänge, welche zusammen mit den Ablagerungen südlich von der Hochthorgruppe einen eigenen Faciesbezirk bildet, den wir als den der Aflenzer Facies bezeichnen wollen. Der letzte Theil unseres Faciesbezirkes umfasst die Mürzthaler Alpen von der Hohen Veitsch und dem Tonnion bis gegen Wiener Neustadt.

Briefliche Mittheilungen.

1. Ueber das Cenoman im Schwarzraingraben bei Ohlstadt.

Von Herrn ULRICH SÖHLE.

Ohlstadt, den 1. September 1898.

In Anregung auf die Notiz bei v. GÜMBEL in seiner Geologie von Bayern, dass bei Ohlstadt im Cenoman wohl erhaltene Versteinerungen vorkommen, habe ich speciell zu diesem Studium zwei Touren unternommen. Im Grossen und Ganzen ist die Gegend von v. GÜMBEL, wie es scheint, richtig geologisch in seinem Blatte Werdenfels wiedergegeben. Das Cenoman lagert sich buchtenförmig an die älteren triadischen Schichten, Wettersteinkalk und Hauptdolomit, an, nach Westen hin ist somit die Bucht offen, sie schaut gleichsam nach Ohlstadt, während nach Osten die oben genannten triadischen Schichten und die Höhen, unter anderen die des Heimgarten, die Begrenzung bilden. Das Cenoman, welches in Frage kommt, lagert im Schwarzraingraben; derselbe fliesst nach seinem Austritt aus dem Walde bei Ohlstadt vorbei, um sich später in die Loisach zu ergiessen. Die Schichten der mittleren Kreide bestehen vorwiegend aus Mergeln, die meist grau gefärbt im oberen und mittleren Theile des genannten Grabens steil nach Norden, im unteren Theile dagegen in mittleren Lagen nach Norden einfallen. Vereinzelt findet sich auch eine durch Eisenoxyd roth gefärbte Mergelablagerung.

Nach längerem Suchen glückte es mir, an einem der höher gelegenen Abhänge, die aus Mergel bestehen, eine Mikrofauna, d. i. kleine Schnecken und Muscheln, zu finden. Ihre Schale hatten sie nur zum Theil noch erhalten, die Verzierung der Schalenoberfläche war fast immer verloren gegangen, so dass nur eine generische Bestimmmung möglich war. Auch scheinen die Gastropoden durchweg eine höhere Lage als die Lamellibranchiaten einzunehmen.

Von letzteren waren folgende Formen nachzuweisen:

Arca. *Venus.*
Limopsis. *Pecten.*
Cyrena.

Unter den Gastropoden sind als Genera zu nennen:

Dentalium. *Cinulia.*
Turritella. *Turbo.*
Lispodesthes. *Natica.*
Ringicula.

Vereinzelt fand ich weiter unterhalb im Graben ein Bruchstück eines *Acanthoceras.*

Charakteristisch für die Schichten ist das Vorkommen von *Orbitolina concava* Lmk. in mehr härteren, kalkigen Gebilden, die sammt dem öfters auftretenden Conglomerat — bestehend vornehmlich aus Hauptdolomitstücken und Hornsteinen — zugleich mit „dem Mergel als Hauptmasse" das Cenoman hier zusammensetzen. Somit ist die Bemerkung v. Gümbel's, dass es sich um wohlerhaltene Versteinerungen handelt, bis zu einem gewissen Grade einzuschränken.

Ueber den Heuberg, der als Hügel bis an die Bahn Ohlstadt - Eschenlohe reicht und *Orbitolina concava* führende Kalke des Cenoman aufweist, steht das Cenoman-Conglomerat bei Eschenlohe einerseits und das Cenoman des Lichtenstättgrabens bei Ettal andererseits mit dem obigen in Verbindung.

Durch eine Mikrofauna zeichnet sich das Cenoman im genannten Graben aus, die aufzufinden schwer hält, weil nur an einem Punkte, weit oberhalb im Graben Fossilien vorzukommen scheinen. Dazu kommt, dass das Sammeln noch durch die Steilheit des Abhanges, welcher zum Graben hinunterführt, so erschwert wird, dass ohne Steigeisen eine vortheilhafte Auflese unmöglich wird. Die Schichten fallen durchweg nach N. steil ein. Meist sind, wie gesagt, die Formen klein und mit dem Mergel so verbunden, dass sie wie zusammengebacken gleich einer Lumachelle aussehen. Eine Gastropodenform, welche in grösserer Anzahl vorkommt, lässt sich genau bestimmen, es ist das die cenomane *Rostellaria Parkinsoni* Mant.; leider fehlt durchgehends die Mündung, doch spricht der ganze Habitus, die Vertheilung der Längsrippen und die Ausbildung des Flügels sammt Längskiel für diese Species. Ein anderer Gastropode ist nur in drei Umgängen erhalten, doch stellt ihn die Sculptur der einzelnen Windungen in die Nähe von *Cerithium binodosum* Röm. Zum Schluss sei noch eine Spongie erwähnt, die dadurch merkwürdig ist, dass auf ihrer Ober- und Unterseite sich Brauneisenstein und darüber Markasit abgelagert haben; dieses lässt die Anwesenheit H_2S-haltiger Wässer vermuthen. Auch die Gosauschichten scheinen dem Gebiete nicht zu fehlen, wenigstens deutet *Astrocoenia decaphylla* E. H. darauf hin.

2. Bemerkungen zu der CATHREIN'schen Arbeit: Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pusterthale.

Von Herrn WILHELM SALOMON.

Heidelberg, den 8. October 1898.

In der im Titel citirten, vor Kurzem in dieser Zeitschrift erschienenen Arbeit A. CATHREIN's [1]) wird mir der Vorwurf gemacht, dass ich „in Folge Unterschätzung der petrographischen und geologischen Untersuchungen LECHLEITNER's zur irrigen Meinung gelangt zu sein scheine, dass die Vahrner und Valsuganaër Gesteine „unbedeutend" und „geologisch zu wenig bekannt" seien". [2]) Ferner heisst es an derselben Stelle: „SALOMON aber theilt mit, das Gestein von Roncegno in Valsugana sei kein „Syenit", sondern Quarzglimmerdiorit, was doch LECHLEITNER früher schon ausgesprochen hatte." Endlich wird mir auf pag. 264 vorgeworfen, dass ich „die Mittheilungen LECHLEITNER's über Porphyritgänge in der Umgebung von Pergine und Levico unerwähnt lasse".

Die betreffenden Untersuchungen LECHLEITNER's sind in TSCHERMAK's Mittheilungen, XIII, 1892, p. 1—17 und in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien, 1892, p. 277—280 mitgetheilt.

Dass ich diese in mancher Hinsicht interessanten und verdienstvollen Arbeiten nicht unterschätze, dürfte wohl schon daraus hervorgehen, dass ich die eine von ihnen im Jahre 1893 als damaliger Schriftleiter der SANSONI'schen Zeitschrift „Giornale di Mineralogia, Cristallografia e Petrografia" einer im Verhältniss zu dem verfügbaren Raume ausführlichen Besprechung unterzogen habe. [3]) Ebenso dürfte dadurch, sowie durch eine Anmerkung einer späteren Arbeit [4]) von mir auch objectiv der Nachweis gegeben sein, dass ich die LECHLEITNER'schen Arbeiten kannte.

Wenn ich aber in jener Anmerkung gesagt habe, dass ich „von einer Besprechung der unbedeutenden, von LECHLEITNER beschriebenen Quarzglimmerdiorit-, Gabbro- und Noritdiorit-Massen der Val Sugana und des Schalderer Bachs absehe, da ihre geologi-

---

[1]) 1898, p. 257—278.
[2]) a. a. O., p. 266.
[3]) 1893, p. 296.
[4]) Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. TSCHERMAK's Mittheilungen, 1898, XVII, p. 212.

schen Verhältnisse zu wenig bekannt sind“, so muss ich das noch heute voll und ganz aufrecht erhalten. Sie sind geologisch sogar so wenig bekannt, dass man nicht einmal sagen kann, ob sie Gänge, Stöcke oder Lakkolithen sind. Denn wenn auch LECHLEITNER von einem „Gabbrostock“ spricht, so geht doch aus seiner klaren Beschreibung hervor, dass er einen Beweis für die Stocknatur nicht geben konnte und daher mit dem angeführten Worte nur seiner persönlichen Meinung Ausdruck geben wollte. Selbstverständlich war aber LECHLEITNER gar nicht zu einer genaueren geologischen Erforschung der betreffenden Massen verpflichtet; und nichts lag mir ferner, als es ihm zum Vorwurf zu machen, dass er ausser seinen mitgetheilten Ergebnissen nicht noch andere erzielt hatte. — Es scheint mir auch nicht berechtigt, aus dem Umstande, dass ich die betreffenden Eruptivmassen als „unbedeutend“ bezeichnet habe, den Schluss zu ziehen, dass ich die Bedeutung der sie darstellenden Arbeit verkleinern wollte.

Was den zweiten von CATHREIN angeführten Punkt, nämlich die Natur des Tiefengesteins von Roncegno, betrifft, heisst es an der betreffenden Stelle der LECHLEITNER'schen Arbeit nur: „Man könnte der makroskopischen Untersuchung nach das Gestein (von La Presa) für einen Quarzdiorit, ähnlich dem Klausener, welcher oft gleichfalls granitischen Habitus besitzt, erklären. Dem Gestein von La Presa im Aussehen gleichende finden sich weiterhin thalabwärts gegen Marter und Roncegno, wo auf den Karten „Granit“ eingetragen ist. Auch an der Cima d'Asta kommt Aehnliches vor, was auch G. VOM RATH bestätigt, indem er wiederholt von dioritischen Gesteinen dieser Granitmasse spricht.“ LECHLEITNER sagt also nicht etwa, dass das Gestein von Roncegno ein Quarzglimmerdiorit sei, sondern nur, dass es dem Quarzdiorit von La Presa „im Aussehen gleicht“. Damit dürfte auch der zweite Vorwurf entkräftet sein.

Was den dritten Punkt betrifft, so mache ich darauf aufmerksam, dass ich selbst, schon während der Abfassung des Manuscriptes meiner in dieser Hinsicht beanstandeten Arbeit, ein reiches Material von den betreffenden Gängen aus der Gegend von Pergine und Levico gesammelt hatte und noch jetzt in meinem Besitz habe. Der einzige Grund, warum ich weder die kurze LECHLEITNER'sche Bemerkung, noch meine eigenen Beobachtungen darüber citirte, war der, dass das Thema der betreffenden Arbeit keine Veranlassung dazu bot.

---

3. Zur Kenntniss der Gattung *Joufia*.

Von Herrn G. Boehm.

Freiburg i. Br., den 20. October 1898.

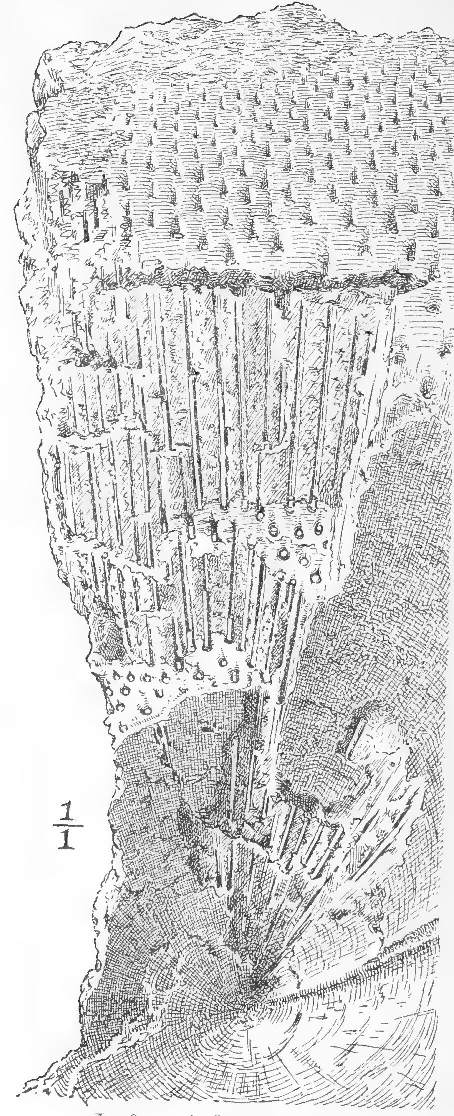
In dieser Zeitschrift, Bd. IL, 1897, p. 180 habe ich eine neue Gattung *Joufia* beschrieben. Ich fand sie in zahlreichen Exemplaren in einem Kalksteinbruch in der Nähe von Maniago in Venetien. Allein die besten Stücke, die ich zur Zeit beobachtete, waren so schwer, dass mein Begleiter und ich nur je ein Exemplar mitnehmen konnten. Inzwischen ist mir ein reiches Material zugegangen, das zu den nachfolgenden, kurzen Bemerkungen Anlass giebt. Ich bitte, bei denselben freundlichst die frühere Darstellung, l. c. t. V, f. 3a—c; t. VI mit berücksichtigen zu wollen.

Mehrere der neuen Stücke zeigen eine etwas eigenthümliche Erhaltung. Bei ihnen liegt der Steinkern der Höhle l. c. t. 6 vor, der noch von einem Reste der Schalensubstanz umgeben ist. Am Rande des Steinkerns sitzt, wie das Dach eines Schirmes, der breite perforirte Saum, der l. c. t. 6 dargestellt ist. Bei anderen Stücken ist am Steinkern mehr von der Schalensubstanz vorhanden. Damit erscheint auch alsbald das Kanalsystem [1], das sich von der Oberfläche des breiten Saumes nach dem Wirbel erstreckt. Die Kanäle liegen entweder als Hohlräume vor oder sind durch Gesteinsmasse ausgefüllt. In letzterem Falle laufen sie wie schlanke Stäbe parallel vom Saume zum Wirbel. Man sieht sowohl die Kanäle wie auch ihre Ausfüllungen in vorzüglicher Erhaltung auf der umstehenden Zeichnung. Endlich liegen noch Stücke vor, die dem l. c. t. 6 abgebildeten Originale entsprechen.

Im Bull. soc. géol. France, (3), XXVI, 1898, p. 158 sagt Douvillé in einer sehr interessanten, neuen Studie über die Rudisten: „Il n'est pas du reste absolument certain que l'on ait affaire à de vrais canaux; peut-être s'agit-il simplement de dépressions du limbe en forme de cornets aigus s'emboîtant les uns dans les autres.“ Die hier gegebene Darstellung dürfte erweisen, dass es sich um wahre, ununterbrochene Kanäle handelt. Eine trichter- oder tütenförmige Zuspitzung ist im ganzen Verlaufe nicht zu beobachten. Ob Ober- oder Unterklappen vorliegen, vermag ich auch an dem vorliegenden Material nicht zu entscheiden.

---

[1]) Cf. l. c. t. 5, f. 3a.



Joufia reticulata G. Boehm.
Theilansicht des Innern einer Klappe.
Oben die Oberfläche des Schalenrandes mit dem Maschenwerk, darunter die Kanäle, die die Schalensubstanz durchsetzen. Rechts unten die innere Falte. (Sammlung des Verfassers.)

Schliesslich möchte ich noch erwähnen, dass mir — angeblich mit *Joufia* zusammen vorkommend — das Bruchstück eines Hippuriten zugegangen ist. Das Exemplar ist zu mangelhaft, um eine Bestimmung zu ermöglichen. Die gut erhaltenen Eindrücke des Gefässsystems erinnern an die des *Hippurites Oppeli.* Vielleicht darf ich Fachgenossen, die nach Maniago kommen, bitten, den naheliegenden Steinbruch am Torrente Colvera Jouf zu besuchen. Es käme darauf an, Joufien mit beiden Klappen und daneben andere Fossilien zu finden, die es ermöglichen, das Alter der betreffenden Kalke festzustellen.

4. Ueber das Alter der Lüderich-Schichten im Lenneschiefer-Gebiet.

Von Herrn Franz Winterfeld.

Mülheim a. Rh., den 10. November 1898.

In diesem Bande unserer Zeitschrift, Heft 1, führte meine Zusammenfassung (p. 50) in dem Aufsatze „Der Lenneschiefer" zu dem Ergebniss, dass die mitteldevonischen Ablagerungen des Bereiches der Messtischblätter Mülheim a. Rh., Burscheid, Kürten, Lindlar, Gummersbach und Overath auf Grund der paläontologischen Befunde und der Lagerungsverhältnisse in 12 Horizonte zu theilen sind. Die Richtigkeit der Reihenfolge in dieser Aufstellung hat auch nach weiterer Bearbeitung ihre Bestätigung gefunden. So lässt sich aus diesem Gebiete zur Ergänzung noch nachtragen, dass die Kalkschichten von Gladbach mit *Uncites Paulinae* in nächster Nähe und in der Streichungsrichtung der Crinoidenschicht, aber direct auflagernd, im Kox'schen Bruche des Herrn Aug. Clauss am Wappersberg *Macrochilina elongata* Schloth. bergen und zwar eine ausgesprochen schlanke Form dieser Art, welche durch die Zartheit der Schale wohl mehr an das Leben in der Tiefsee angepasst war im Gegensatze zu *Macrochilina arculeata* Schloth., die sehr häufig mit derber Schale in den oberen korallenreichen Schichten zusammen mit *Uncites gryphus* gefunden wird. Da nun *M. elongata* nach Holzapfel (Das obere Mittel-Devon im rheinischen Gebirge[1]), p. 172) bei Villmar und Finnentrop, Lummaton und Wolborough, aber „anscheinend nicht in Paffrath", also weder von meinen Vorgängern noch von mir nach intensivem Sammeln in den ausgebeuteten Schichten von Paffrath, vom Schladethal, Büchel festgestellt werden konnte, so dürfte dieser kleine Beitrag zur Altersbestimmung bezw. Aequivalenz der früheren „Hians-Schichten" beachtenswerth sein. Den 12 in unserem Lenneschiefer-Gebiete auftretenden Ablagerungen sah ich mich genöthigt, vorläufig die Lüderich-Schichten gegenüber zu stellen, da die Discordanz der Lagerung der bisher als versteinerungsleer erscheinenden Schichten, das vielfach sichtlich flache Einfallen — wie besonders zwischen der Grube Blissenbach und Silberkaule u. a. O. (cf. l. c.) — die Vermuthung wachrief, dass es sich um weit jüngere Bildungen handele. Von dieser Ansicht bin ich jetzt zurückgekommen. Neuerdings habe

[1]) Abh. geol. Specialkarte v. Preussen u. den Thüring. Staaten, Heft 16.

ich in dem weissen Quarzit-Sandstein, welcher in dem ersten kleinen Steinbruche zwischen Wolfsorth und Dörnchen bei Kürten ansteht, Abdrücke gefunden. Von diesen ist als besonders häufig *Orthis striatula* Schloth. hervorzuheben, von deren verticaler Verbreitung soviel sicher ist, dass sie auf die paläolithische Formation beschränkt und zwar hauptsächlich devonisch ist. Ausserdem zeigten sich wenig vollständige Abdrücke von einem *Spirifer*, welcher *subcuspidatus* zu sein scheint, von *Tentaculites scalaris* Schloth., *Fenestella* und vielen Crinoiden-Stielgliedern, die übereinstimmend einen kleinen wulstigen Ring um den Centralkanal aufweisen. Hiermit ist zwar vor der Hand das Material erschöpft, aber die z. Th. sehr gute Erhaltungsweise begründet in uns die Zuversicht, dass die weitere Erforschung zu einem befriedigenden Abschlusse gelangen wird.

Die südlich der Gladbacher Kalkmulde auf weite Strecken hin verfolgbare Discordanz müsste nunmehr einer grossartigen Verwerfung zuzuschreiben sein, und es würde die Sattelbildung, welche an der erwähnten Fundstelle deutlich zu Tage tritt, sowie die directe Auflagerung des rothen, stark eisenschüssigen, leicht zerfallenden Thonschiefers (No. 6a der Uebersicht) für die weitere Altersbestimmung maassgebend werden. Da auch nach Gosselet [1]) den rothen Thonschiefern von Clervaux Quarzite anlagern, so möchte ich der Thatsache, dass unsere auch zu den oberen Vichter Schichten zu rechnen sind, einen hohen Grad der Wahrscheinlichkeit zuerkennen. Auch diese zeigen mit ihren bunten, besonders rothen Sandsteinen und den verschiedensten Conglomeraten eine gewisse Aehnlichkeit mit den triadischen. Das Vorkommen der Blei-, Zink- und Kupfererze hätten wir dann mit dem bei Bleialf u. a. O. [2]) zu vergleichen.

Wenn nun auch dieses dürftige Material noch keine bestimmte endgültige Einschiebung zulässt, so dienen doch dieser Erfolg zur Ermuthigung und der kleine Beitrag zur erfreulichen Ergänzung und wesentlichen Berichtigung. Die Bestrebungen, in diesen sehr versteinerungsarmen und theilweise recht festen Quarzitschichten weitere Andeutungen aufzufinden, sind um so dringender geboten und um so dankbarer, als das Studium dieser zugleich für die auflagernden, lockeren, rothen Thonschiefer, welche in unserem Gebiete nicht eine Spur von Fossilien bisher gezeigt haben und zur Erhaltung von Petrefacten ungeeignet erscheinen, zu wichtigen Anhaltspunkten führen kann.

---

[1]) Aperçu géologique sur le terrain devonien du Grand-duché de Luxembourg. Annales soc. géol. du Nord, XII, 1885.

[2]) Cf. v. Dechen, Orographisch-geognostische Uebersicht des Regierungsbezirks Aachen, 1866, p. 242.

5. Ueber den Transport von Ammoniten-Schalen.

Von Herrn Johannes Walther.

Jena, den 30. November 1898.

In einem Manuscript über die Lebensweise fossiler Meeresthiere, das ich im Frühjahr 1897 bei der Redaction dieser Zeitschrift eingereicht hatte, nahm ich Bezug auf Angriffe, die Herr A. Tornquist in anderen Zeitschriften gegen meine Ansicht geäussert hat: dass die Luftkammern der Ammoniten-Schale Luft führen und dass diese mithin nach dem Tode des Thieres leicht an der Oberfläche des Meeres schwimmen könne, so dass der Fund einer Ammoniten-Schale kein Beweis dafür sei, dass das Thier an der betreffenden Stelle noch gelebt habe. Während der Kernpunkt meiner Theorie: dass die Mehrzahl der Ammoniten kriechende Benthosthiere und nicht nektonische Schwimmer waren, vielfache Anerkennung gefunden hatte, war die eben erwähnte Hilfshypothese von mir aufgestellt worden, um das vereinzelte Auftreten isolirter Schalen zu erklären, und nur gegen diesen Punkt richteten sich die Angriffe der Herren A. Ortmann und A. Tornquist.

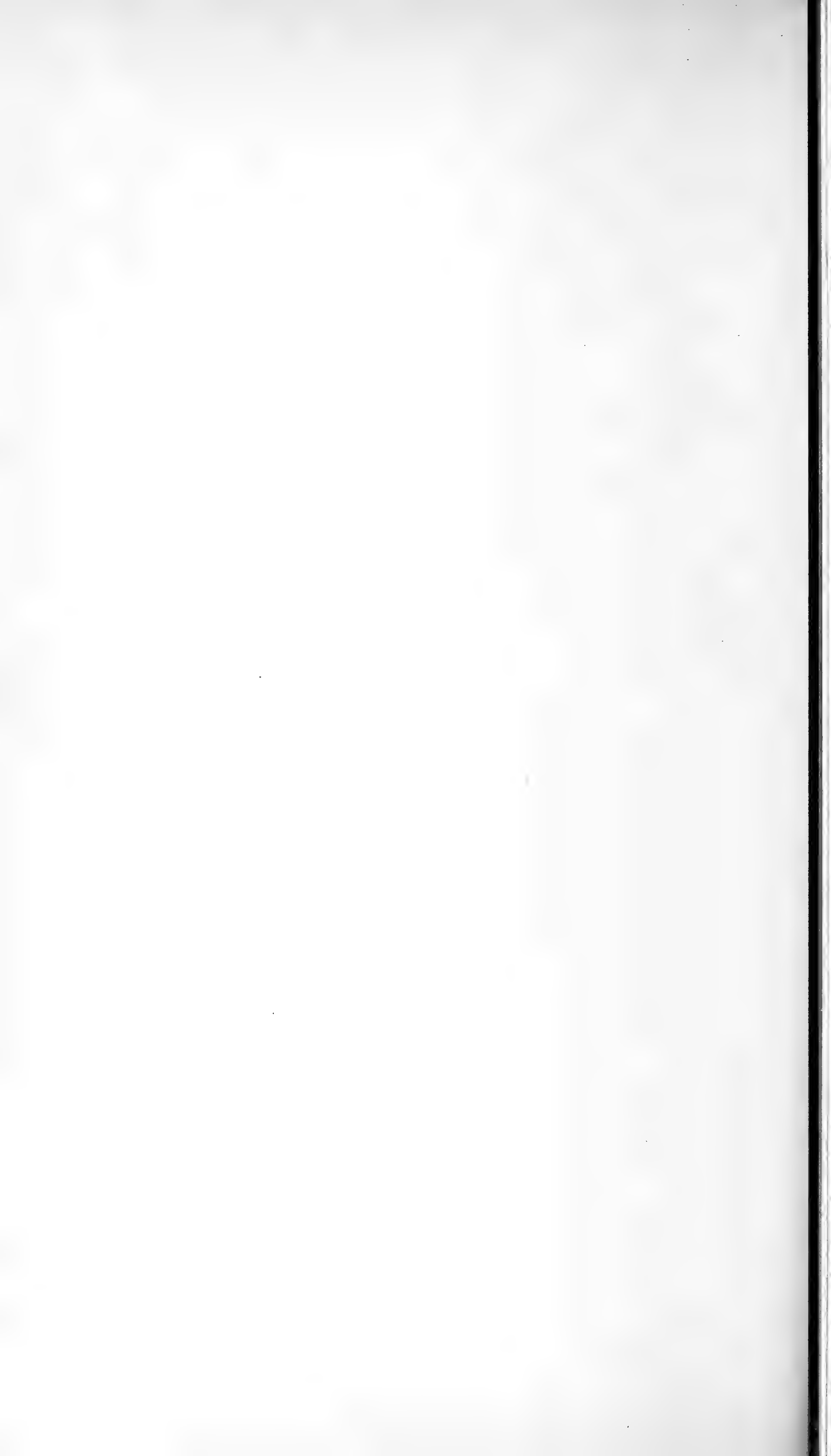
Da mir der Redacteur daraufhin mittheilte, dass nach altem Brauche polemische Erörterungen nicht abgedruckt werden könnten, die sich an Arbeiten knüpfen, die nicht in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft erschienen sind, liess ich die betreffenden Abschnitte fort und motivirte dies in einer Anmerkung.

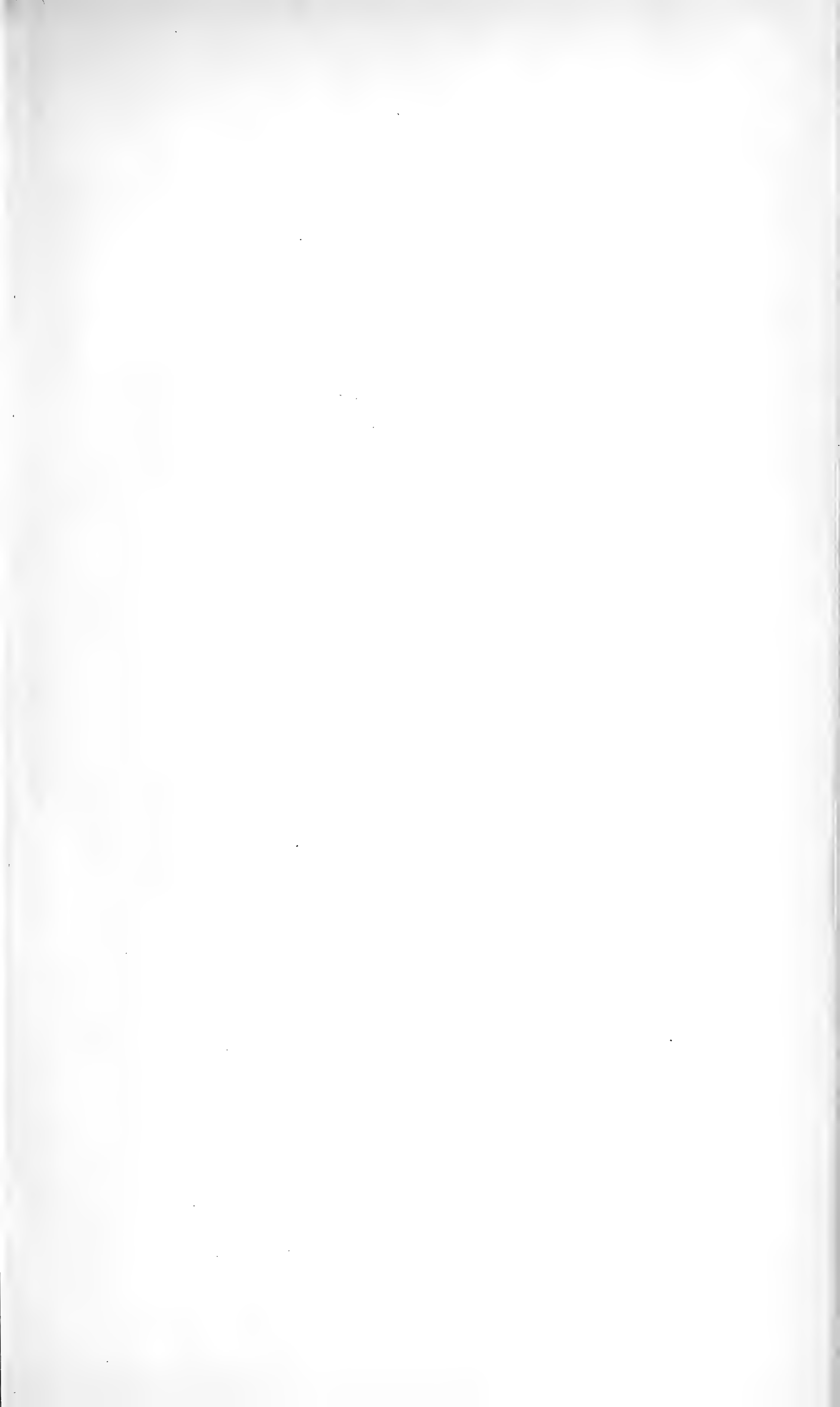
Im letzten Heft dieser Zeitschrift wiederholt Herr A. Tornquist diese Bemerkung in einer solchen Fassung, dass eine missverständliche Auffassung meines Schweigens möglich ist, und fordert mich auf, seine Angaben „abzuleugnen“.

Ich lege hiermit gegen einen solchen Ausdruck Protest ein, da es nicht zu meinen Gepflogenheiten gehört, etwas abzuleugnen, was ich für richtig erkannt habe.

Eine weitere Discussion ist aber selbstverständlich hierdurch erledigt.

Druck von J. F. Starcke in Berlin.





Erklärung der Tafel XVII.

Figur 1a, b. *Spirifer arrectus* HALL. Unter-Devon. Chuquisaca, Bolivia. — pag. 463.

Geologisch-paläontologisches Institut zu Breslau.

Figur 2a, b. *Spirifer arrectus* var. *antarctica* MORR. et SHARPE. Oriskany. Schoharie (New York). (= *Sp. arrectus* HALL e. p.) — pag. 464.

Coll. FRECH.

Figur 3a, b. *Spirifer arrectus* var. *antarctica* MORR. et SHARPE. Unter-Devon. Chuquisaca. (= *Sp. Chuquisaca* ULRICH). — pag. 465.

Fig. 3a. Gesammtansicht von der Seite der Brachialklappe aus.

Fig. 3b. Sculptur vergrössert.

Breslauer Sammlung.

Figur 4a, b. *Spirifer arrectus* var. *antarctica* MORR. et SHARPE. Unter-Devon. Gydo, Cap-Colonie. — pag. 464.

Original zu GÜRICH, N. Jahrb. f. Min., 1889, II, p. 78.

Steinkern der Brachialklappe.

Fig. 4a von vorn.

Fig. 4b von oben.

Breslauer Sammlung.

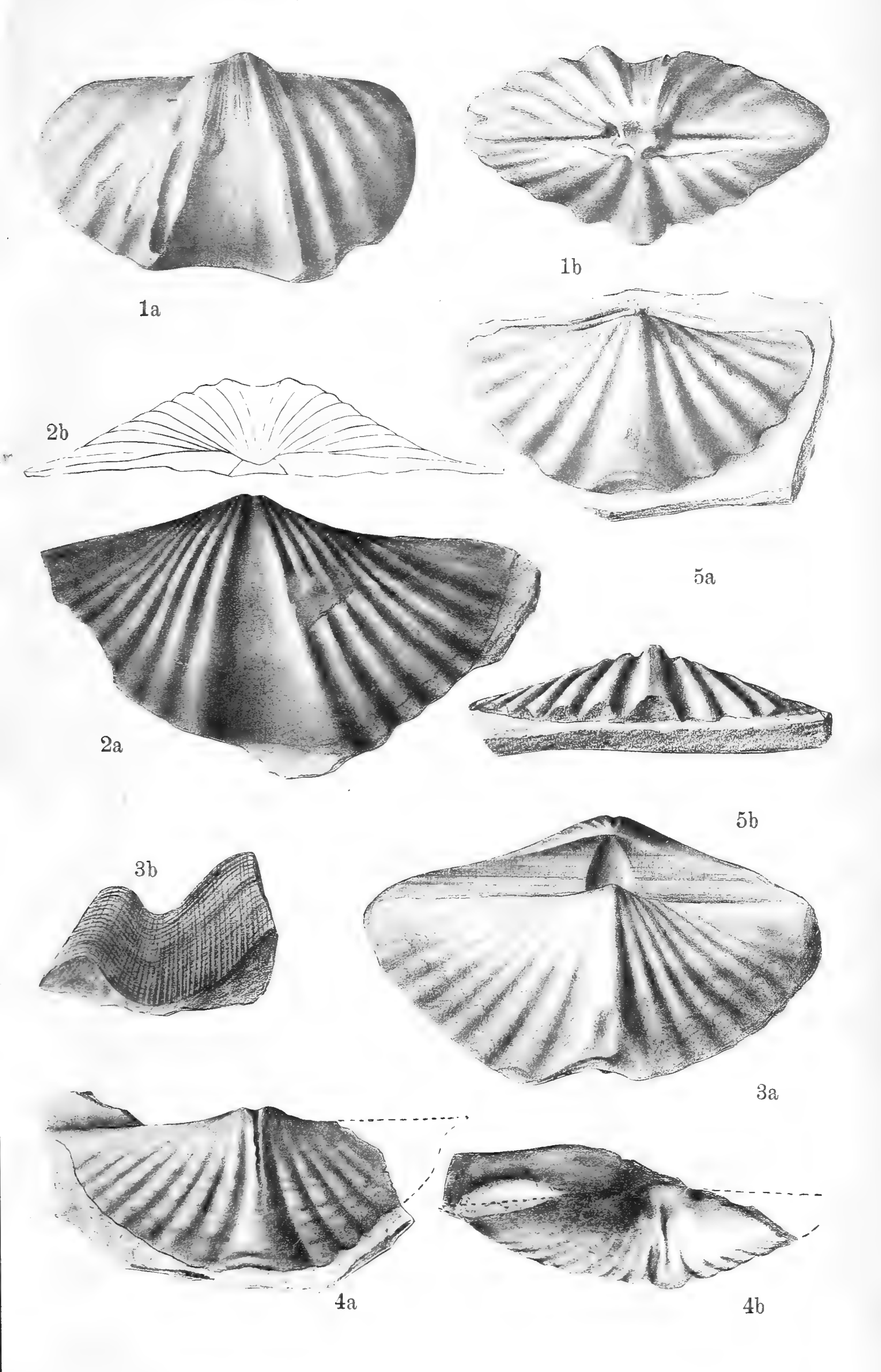
Figur 5a, b. *Spirifer arrectus* var. *Hawkinsii* MORR. et SHARPE. Conularien-Schichten. Icla (Bolivien). — pag. 465.

Steinkern der Brachialklappe.

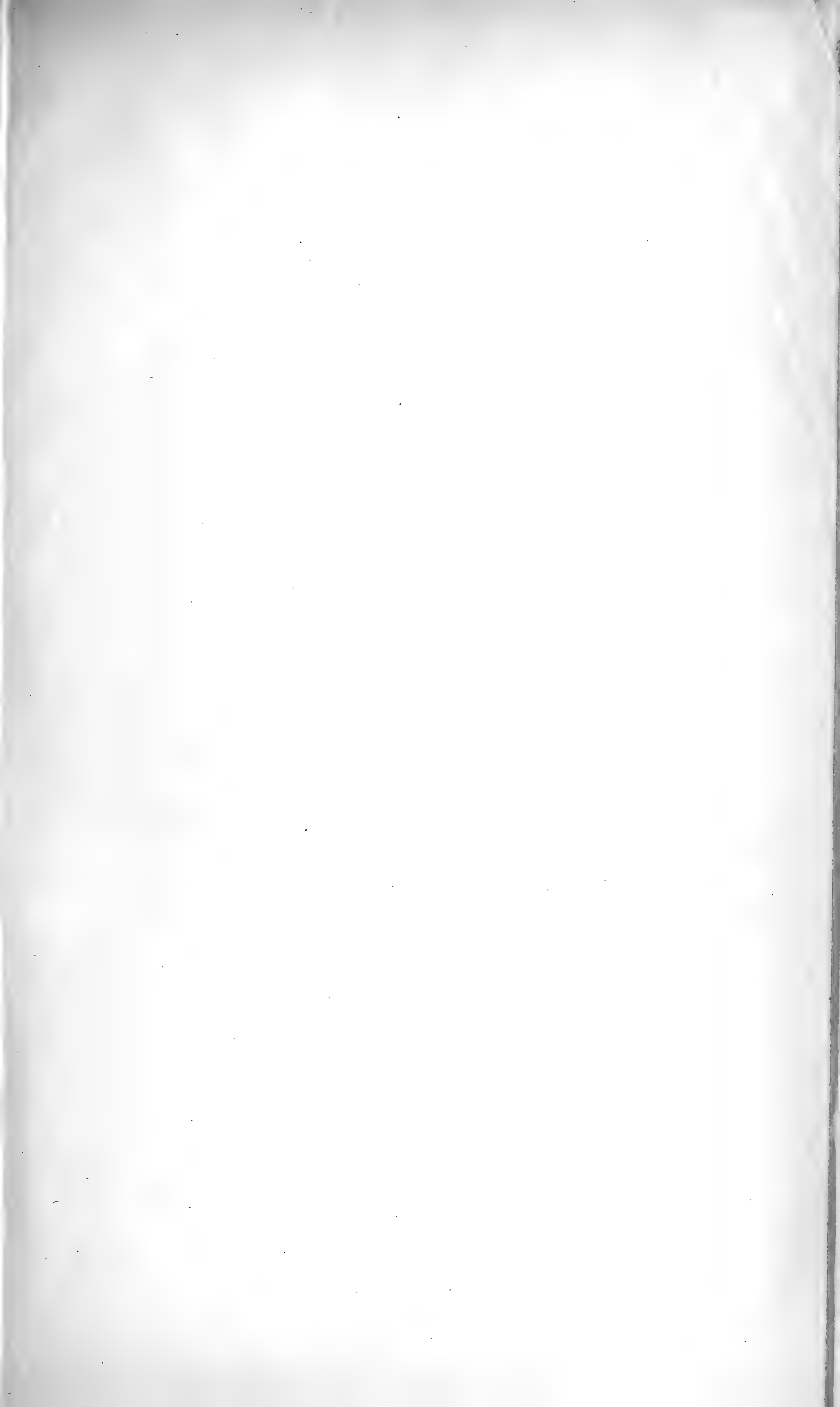
Fig. 5a von vorn.

Fig. 5b Stirnansicht.

Nach einem Gypsabguss eines im Strassburger geologischen Institute befindlichen Exemplars.


1a
1b
2b
2a
5a
5b
3b
3a
4a
4b

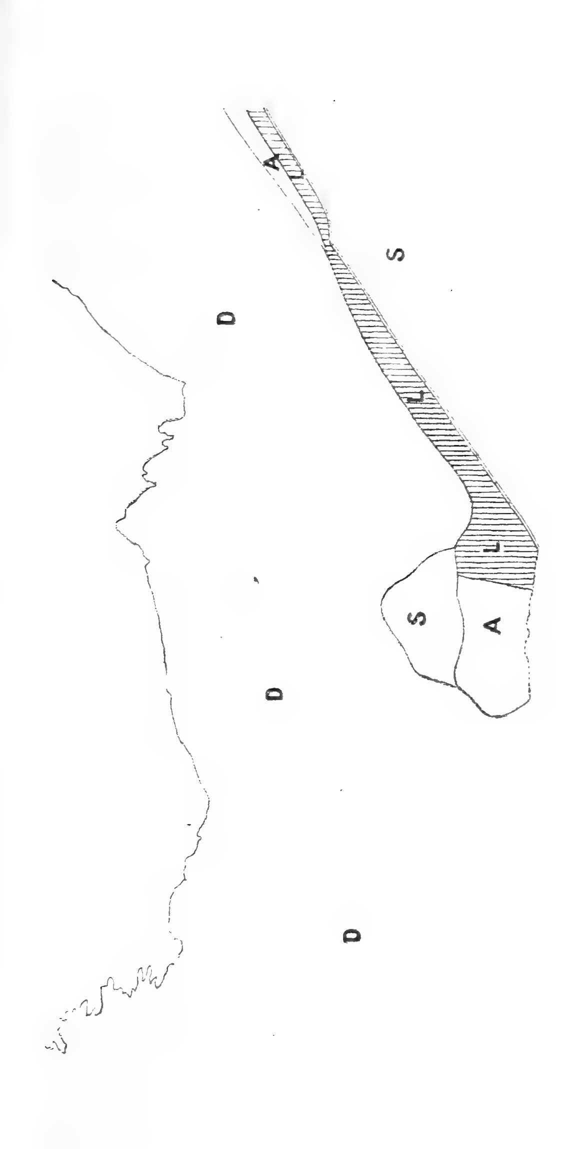




Erklärung der Tafel XVIII.

Ueberschiebung (//) des Dachsteinkalks (D) über Lias (L) und Aptychenschichten (A) auf der Scharitzkehlalm (vgl. p. 488, Textfig. 10). s = Schutt.

Nach einer Original-Photographie des Herrn Hof-Photographen J. B. Rottmayer in Berchtesgaden.


A
L
S
D
L
L
S
A
D
D


A
D
D
D
A





Es wird gebeten, auf die Beilagen in diesem und dem vorangehenden Hefte zu achten.

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

115601

L. Band.

IV. Heft.

October, November und December 1898.

(Hierzu Tafel XIX—XXIII.)

Berlin, 1899.

Bei Wilhelm Hertz (Bessersche Buchhandlung).

W. Linkstrasse 33/34.

Die Herren Mitglieder werden gebeten, bei Zusendungen an die Deutsche geologische Gesellschaft folgende Adressen benutzen zu wollen:

1. für Manuscripte zum Abdruck in der Zeitschrift und darauf bezügliche Correspondenz:
   Herrn **Dr. Johannes Böhm, Berlin N. Invalidenstrasse 43, königl. Museum für Naturkunde;**
2. für sämmtliche die Bibliothek betreffenden Angelegenheiten, namentlich auch Einsendungen an dieselbe:
   Herrn **Landesgeologen, Professor Dr. Wahnschaffe, Berlin N., Invalidenstrasse 44, königl. geologische Landesanstalt;**
3. für die übrige geschäftliche Correspondenz (Reclamationen nicht eingegangener Hefte etc. etc.), sowie für Anmeldung neuer Mitglieder, Wohnortsveränderungen, Austrittserklärungen:
   Herrn **Professor Dr. R. Scheibe, Berlin N., Invalidenstr. 44, königl. geologische Landesanstalt.**

Der Vorstand.

// Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

4. Heft (October, November, December) 1898.

Aufsätze.

1. Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier.

Von Herrn Emil Philippi in Berlin.

Hierzu Tafel XIX.

In meiner Thätigkeit als Assistent am Museum für Naturkunde in Berlin habe ich mich vorwiegend mit Zweischalern zu beschäftigen, deren Durcharbeitung mir anvertraut worden ist. Es liegt auf der Hand, dass derjenige, der eine Gattung von ihrem ersten Auftreten bis zu ihrem Erlöschen oder bis zur Gegenwart gleichmässig verfolgt, öfters zu anderen Resultaten gelangen wird, als derjenige, der sich nur mit einer Formation oder einer Fauna beschäftigt. So stimmen auch meine Ergebnisse manchmal nicht mit denen überein, die in vielen, werthvollen Einzelbeschreibungen niedergelegt sind und die z. Th. den allgemein verbreiteten Lehrbüchern zur Grundlage gedient haben. Ich erlaube mir, unter dem vorstehenden Titel in einer Reihe von kleineren und grösseren Aufsätzen die Anschauungen zur Diskussion zu stellen, zu denen ich durch die systematische Durcharbeitung eines sehr ausgedehnten Zweischalermaterials gelangt bin.

1. Ueber *Hinnites* und *Velopecten*.

Die Gattung *Hinnites* ist von Defrance[1]) 1821 für festgewachsene Monomyarier des Tertiärs aufgestellt worden, die der Autor für Zwischenformen zwischen *Spondylus* und *Ostrea* hielt. Seine Diagnose lautet wie folgt: „Coquille bivalve, inéquivalve, adhérente, auriculée, hérisée ou rude; à valve inférieure, couverte

[1]) Dictionnaire des Sciences Naturelles, XXI, p. 159.

de cercles concentriques; à valve superieure, rayonnée longitudinalement; à fossette profonde pour le ligament; impression musculaire placée du côté opposé à celle des huitres.“ Als Arten werden von DEFRANCE *Hinnites Cortesyi* und *Hinnites Dubuissoni*, die erstere aus Piacenza, letztere aus dem Jungtertiär von St.-Paul-trois-châteaux und la Chevrolière beschrieben. Die Gattung *Hinnites* ist also ursprünglich nur für jungtertiäre Typen aufgestellt worden.

Später sind zu *Hinnites* auch zahlreiche, mesozoische Formen gezogen worden, welche sich durch wellenförmig gebogene Radialrippen von den typischen *Pecten* unterscheiden; im Lias ist dieser Formenkreis hauptsächlich durch *Pecten velatus* GF. sp., im Dogger durch *Pecten tuberculosus* GF. sp., im Malm durch *Pecten inaequistriatus* VOLTZ und verwandte Arten vertreten. Auch aus der Kreide ist diese Gruppe noch bekannt. Diese mesozoischen „*Hinnites*“ sind wie die Tertiärformen ungleichklappig; während aber bei diesen meist die rechte, die Byssusklappe, gewölbt, die andere flacher ist, ist es bei jenen gerade umgekehrt; dort ist die linke Klappe stets gewölbt, die rechte hingegen flach. Die tertiären *Hinnites* wachsen, nachdem sie sich in der ersten Jugend nur mit dem Byssus befestigt haben, auf dem Untergrunde fest, verlieren den Byssusausschnitt, verändern ihre Skulptur und erhalten durch ein starkes Dickenwachsthum der Schale einen durchaus Austern-artigen Habitus. Bei den mesozoischen „*Hinnites*“ erhält sich der Byssusausschnitt, das Byssusohr erreicht sogar sehr bedeutende Dimensionen, und die Schale bleibt wie bei gewöhnlichen *Pecten*-Arten dünn. Dass die rechte Schale ausser mit dem Byssus auch noch mit Schalentheilen aufwächst, ist sehr unwahrscheinlich und jedenfalls noch nicht erwiesen; die gewölbte, linke Schale kann selbstverständlich nicht anwachsen. Hingegen ist es sehr wahrscheinlich, dass die Byssusschale, welche flach dem Untergrunde aufliegt, sich dessen Unebenheiten bis zu einem gewissen Grade anpasst und dass sich auf diese Weise auch manche Runzeln und Wachsthumserscheinungen erklären lassen, die die gewölbte Klappe aufweist. Wie wenig gemeinschaftliche Merkmale die tertiären echten *Hinnites* und die mesozoischen „*Hinnites*“ der *Velatus*-Gruppe besitzen, übersieht man am leichtesten aus folgender tabellarischen Uebersicht.

Hinnites DEFR. neogen.	„*Hinnites*“ mesozoisch. Gruppe des „*H.*“ *velatus*.
Ungleichklappig.	Ungleichklappig.
Meist rechte Schale gewölbt, linke flach.	Linke Schale gewölbt, rechte flach.

Nur in der **Jugend** mit dem Byssus angeheftet, wächst später mit der Schale an; der Byssusausschnitt verwächst dann.	Auch im Alter mit dem Byssus angeheftet, wächst wahrscheinlich nicht mit der Schale fest; der Byssusausschnitt persistirt.
Sculptur verändert sich nach der Anheftung.	Sculptur verändert sich nicht.
Im Alter sehr dickschalig, austernähnlich.	Immer ziemlich dünnschalig, nicht austernähnlich.

Die tertiären und mesozoischen *Hinnites* sind bisher lediglich auf Grund ihrer sehr ähnlichen Sculptur miteinander vereinigt worden; dieser Grund ist um so weniger stichhaltig, als auch z. B. Spondyliden nicht selten die Sculptur der tertiären *Hinnites* besitzen. Die tertiären *Hinnites* zweigen sich, wahrscheinlich erst im Neogen, von der Untergattung *Chlamys* (Typus *Pecten varius* L.) ab, und thatsächlich sind junge, noch freilebende Tertiär-*Hinnites* sehr schwer von manchen *Chlamys*-Arten zu trennen, wie Sacco[1]) sehr richtig hervorhebt: „Gli *Hinnites* sono talmente affini alle *Chlamys,* specialmente nel periodo giovanile, che furono spesso riuniti con esse, anche recentemente; anzi sotto il nome di *Pecten pusio* si confuse generalmente la *Chlamys multostriata* e l'*Hinnites distortus.*"

Die mesozoischen „*Hinnites*", die sich um *Pecten velatus* Gf. gruppiren, zeigen jedoch sehr nahe Beziehungen zu der im Rhät und Luxemburger Sandstein häufigen Gruppe des *Pecten valoniensis* Defr. und *Pecten dispar* Terq., bei der ebenfalls, umgekehrt wie bei *Janira,* die rechte Klappe die flache, die linke die gewölbte ist. Bei *Pecten dispar* Terq. macht sich sogar schon die Wellung der Radialsculptur bemerkbar, die für die Gruppe des *Pecten velatus* Gf. sp. so bezeichnend ist.

Ich habe meine Beobachtungen über die Natur der mesozoischen *Hinnites* hauptsächlich an dem vorzüglich erhaltenen Material von *Hinnites inaequistriatus* (Voltz) Thurmann gemacht, das das Museum für Naturkunde aus dem Kimmeridge von Pruntrut besitzt. Sie sind nur eine Bestätigung dessen, was vor langer Zeit Quenstedt an Lias- und Doggerarten beschrieben und abgebildet hat, ohne jedoch die nöthige Beachtung zu finden. Er schreibt[2]) bei *Pecten velatus* γ: „Geht in höchst verwandten Formen durch den ganzen Lias, ja durch den ganzen Jura. Die Faltung seiner dünnen Schale erinnert allerdings an *Spondylus*;

[1]) Molluschi dei terreni tertiarii del Piemonte e della Liguria, Parte XXIV, 1897, p. 10.
[2]) Jura, p. 148.

dazu kommt, dass die linke viel convexer als die rechte ist, welche blos einem flachen Deckel gleicht. — Indess hat Goldfuss das ungeheuere Byssusohr der rechten Schale übersehen, was nur mit *Pecten* und nicht mit *Spondylus* stimmt. — Aus dem Ganzen folgt, dass man wohl ein besonderes Geschlecht daraus machen könnte." Und weiter p. 434 sagt er bei *Pecten tuberculosus* Gf. sp., bei dem er dieselben Charaktere wie bei *P. velatus* feststellt: „Im Hinblick auf das gewaltige Byssusohr könnte man versucht sein, ein besonderes Geschlecht *Velata* daraus zu machen, welches dann vom Lias bis zum obersten weissen Jura hinaufreichen würde. Neuerlich stellt man sie nicht ganz glücklich zum *Hinnites*." Ich bin ganz der Ansicht, dass die velaten Pectiniden sich hinlänglich von anderen unterscheiden, um sie als Subgenus abzutrennen, möchte aber statt *Velata*, das zu sehr an die Gastropodengattung *Velates* erinnert, die Bezeichnung *Velopecten* vorschlagen. Mit dem Namen *Velopecten* will ich durchaus nichts neues schaffen, sondern lediglich Quenstedt's *Velata* zweckmässig verändern; in Folge dessen verdient *Velopecten* die Priorität vor der Bezeichnung *Eopecten*, die Douvillé für diese Formen in Anwendung bringen will[1]. Abgesehen davon, dass Douvillé Quenstedt's Priorität nicht bekannt gewesen ist, verleitet seine Bezeichnung zu dem Irrthum, in der specialisirten *Velatus*-Gruppe den Ausgangspunkt für sämmtliche Pectiniden, oder wenigstens für die gerippten Formen zu sehen.

Die Untergattung *Velopecten* (Quenst.) Philippi hat, um noch einmal kurz zusammenzufassen, folgende Merkmale: Pectiniden mit starker Radialsculptur, zwischen die stärkeren Hauptrippen meist mehrere, schwächere Rippen zweiten und dritten Grades eingeschaltet. Die Schalen oft längsgerunzelt oder unregelmässig verbogen, wodurch eine Wellung der Radialrippen entsteht. Rechte oder Unterschale flach-deckelförmig, mit tiefem Byssusausschnitt und stark entwickeltem Byssusohr, der Vorderrand unter dem Byssusausschnitt gezähnt. Linke oder Oberschale convex, das vordere, dem Byssusohr der rechten Schale entsprechende Ohr bedeutend grösser als das hintere. Die Untergattung *Velopecten* enthält in Jura und Kreide zwei natürliche Gruppen. Bei der im unteren Lias (und Rhät) verbreiteten Gruppe des *Pecten valoniensis* Defr. treten zwischen den zahlreichen Hauptrippen nur spärlich Nebenrippen auf und die Längswellung der Schalen macht sich nur schwach bemerkbar. Bei der vom Lias bis in die Kreide vertretenen Gruppe des *Pecten velatus* Gf. treten zwischen den Hauptrippen mehr oder minder zahlreiche Secundärrippen auf, und

[1]) Bull. soc. geol. France, (3) 25, 1897, p. 203.

die Schale erhält durch eine oft unregelmässige Runzelung einen spondyloiden Habitus. Letztere Gruppe haben Pictet und Campiche[1]) *Hinnites janiriformes* genannt, wobei sie übersehen haben, dass nicht die Oberklappe, wie bei *Janira,* sondern die Unterklappe die flache, die andere die convexe ist.

Nachdem nun nachgewiesen ist, dass die zu *Hinnites* gestellten, jurassischen Pectiniden zu diesem Genus keine näheren Beziehungen besitzen, darf man als sehr wahrscheinlich annehmen, dass Alles, was gewöhnlich in der Trias und im Palaeozoicum *Hinnites* genannt wird, auf andere Gattungen vertheilt werden muss. Es scheint aber auch, dass die präjurassischen „*Hinnites*" mit *Velopecten* nichts zu thun haben; dagegen scheinen enge Beziehungen zu *Terquemia* zu bestehen. Ich muss mir daher vorbehalten, diesen Formen ebenso wie der Gattung *Terquemia,* deren Umfang und Stellung noch durchaus unsicher ist, ein besonderes Capitel zu widmen.

Besondere Aufmerksamkeit verdient jedoch noch eine kleine Gruppe von Formen aus der unteren Kreide, die in Gesellschaft von *Velopecten* auftreten und Tertiär-*Hinnites* ausserordentlich ähnlich sehen. Diese Arten, die von Pictet und Campiche[2]) als *Hinnites Leymerii* Desh., *Hinnites Renevieri* Pict. et Camp. und *Hinnites Favrinus* Pict. et Roux sehr sorgfältig beschrieben worden sind, leben nur in der Jugend frei und besitzen alsdann, ebenso wie die tertiären Typen, *Chlamys*-Charakter. Später setzen sie sich mit der convexen Unterschale fest, wobei sich ihre Sculptur verändert und Austern- bezw. *Spondylus*-Merkmale annimmt. Auch insofern stehen diese Kreidetypen den neogenen Formen sehr nahe, als sie im Alter sehr dickschalig werden, was bei *Velopecten,* wenigstens in diesem Maasse, nicht vorkommt. Ueberhaupt giebt es einen durchgreifenden Unterschied zwischen den *Hinnites* der *Leymerii*-Gruppe aus der unteren Kreide und den Neogen-*Hinnites* nicht. Trotzdem glaube ich nicht, dass ein directer, phylogenetischer Zusammenhang zwischen den Neocom- und Neogen-*Hinnites* existirt. Erstens klafft zwischen beiden eine ungeheuere Lücke, da sich echte *Hinnites* meines Wissens in der oberen Kreide und im Alttertiär noch nicht gefunden haben, und zweitens schliessen sich die Neogen-*Hinnites* so ausserordentlich eng an jungtertiäre *Chlamys*-Formen an, dass an ihrer Abstammung aus diesen kaum gezweifelt werden kann. Ich nehme daher an, dass der *Chlamys*-Stamm, der vom Palaeozoicum bis in die Jetztzeit

[1]) Déscription des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix, 4me partie, 1868—71, p. 224.

[2]) l. c., p. 224 ff.

persistirt, in zwei verschiedenen Epochen einander sehr ähnliche Seitensprossen trieb, die aber untereinander nicht in directer Verbindung stehen. Durchaus das gleiche kommt bei *Janira* vor, die im Lias, in der Kreide und im Tertiär auftritt, ohne dass die liasischen, cretaceischen und tertiären Janiren in directe, phylogenetische Beziehungen miteinander gesetzt werden können. Es ist dies die Erscheinung, die Koken[1]) als „iterative Artenbildung" bezeichnet hat, und die auf dem an und für sich selbstverständlichen Vorgange beruht, dass gleiche äussere Veranlassungen zu verschiedenen Zeiten in dem persistirenden Stamme gleiche Formen hervorriefen.

Durch die Aufdeckung solcher iterativen Generationserscheinungen entstehen naturgemäss für die Nomenclatur gewisse Schwierigkeiten. Entweder fasst man die Gattungen *Vola* und *Hinnites*, wenigstens bis zu einem gewissen Grade, als polyphyletisch auf oder man ist genöthigt, von einer *Vola*- oder *Hinnites*-Facies oder -Form zu sprechen, wie dies manche Forscher bereits thun.

Ich schliesse an diese allgemeinen Bemerkungen über *Hinnites* und *Velopecten* die Beschreibung einiger Arten an, die sich bei Durcharbeitung eines stattlichen Materiales als neu erwiesen.

Pecten (Velopecten) sarthensis n. sp.
Taf. XIX, Fig. 1.

Auf dem Unter-Oolith von Domfront (Dépt. Sarthe) liegt mir die linke Schale eines *Velopecten* vor, welcher mit keiner der bisher beschriebenen Arten übereinstimmt. Die Schale ist 77 cm hoch, 70 cm breit, von rundlich-ovalem Umriss. Das vordere Ohr ist wie bei sämmtlichen Arten der *Velopecten* sehr stark entwickelt, während das hintere verkümmert ist. Die Radialberippung setzt sich wie bei vielen verwandten Arten aus drei Elementen zusammen, die ich als Rippen erster, zweiter und dritter Ordnung bezeichnen möchte. Die Hauptrippen oder Rippen erster Ordnung stehen ziemlich eng und sind bemerkenswerth flach. Dadurch, dass die Anwachsstreifung stark hervortritt, lösen sich diese Hauptrippen in Knötchenreihen auf. In der Mitte zwischen je zwei Hauptrippen verläuft meistens eine schwächere, weniger stark geknotete Rippe, die Rippe zweiter Ordnung. Endlich erfüllen die Zwischenräume zwischen den Rippen erster und zweiter Ordnung noch sehr feine, mit blossem Auge kaum wahrzunehmende Rippen dritter Ordnung. Die Rippen biegen sich flach nach vorn und verlaufen im Uebrigen ziemlich geradlinig.

---

[1]) Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1896, XLVI, p. 40.

Von *Pecten abjectus* Phill. unterscheidet sich das Stück von Domfront durch die grössere Zahl seiner Hauptrippen, die ausserdem bei jenem schärfer hervortreten und nicht so stark geknotet sind. *Pecten sublaevis* Lbe. sp. besitzt noch enger stehende, aber nicht so flache und nicht so stark geknotete Hauptrippen.

Ein zweites Stück, angeblich aus Grossoolith, das zwischen Villaine und Neufchâtel (Dépt. Sarthe) gefunden wurde, besitzt stärker vorspringende Hauptrippen, die etwas entfernter voneinander stehen und weniger stark geknotet sind als bei *Pecten sarthensis,* und vermittelt einen Uebergang zwischen diesem und *Pecten abjectus* Phill.

Pecten (Velopecten) velatiformis n. sp.
Taf. XIX, Fig. 2.

Quenstedt hat bereits zu wiederholten Malen hervorgehoben, wie ausserordentlich conservativ der Typus des *Pecten velatus* Gf. sp. ist, und thatsächlich belegt er mit demselben Namen Formen des Lias und des weissen Jura. Es kann daher kaum Wunder nehmen, wenn auch im Neocom und noch höher hinauf Formen vorkommen, die *Pecten velatus,* dem Ausgangspunkt der ganzen Gruppe, noch sehr nahe stehen. Ein solcher Typus liegt mir aus dem Neocom der Vallée de Lates (Var), allerdings zum grössten Theil nur als Steinkern erhalten, vor. Die äussere Umgrenzung ist nur an wenigen Stellen erhalten; so weit sich erkennen lässt, war das Exemplar erheblich länger als hoch und ziemlich schief. Die rechte, byssustragende Schale war, wie bei der ganzen Gruppe, flach, die linke schwach gewölbt. Auf der linken Schale zählt man gegen 20 mässig weit voneinander stehende Rippen, deren Zwischenräume meist durch Rippen zweiter Ordnung halbirt werden. Ausserdem verlaufen zwischen zwei Hauptrippen noch gegen 6—7 feinere Rippen dritter Ordnung. Die linke Klappe bedecken etwa 40 mässig starke Rippen, die zweiter und dritter Ordnung sind bei der Erhaltung des Stückes hier schwer zu unterscheiden. Am Wirbel der linken Klappe bringt eine ziemlich deutliche Längssculptur eine auffallende Gitterung hervor.

Von den Arten der unteren Kreide, die zum Vergleich herangezogen werden können, unterscheidet sich *Pecten occitanicus* Pict.[1]) sp. aus der *Berrias*-Stufe durch viel stärkere und weniger zahlreiche Rippen dritter Ordnung auf der linken und feinere und dichter stehende Berippung auf der rechten Klappe. *Pecten Studeri* Pict. et Roux[2]) sp. aus dem Gault besitzt gröbere und weiter

[1]) Pictet, Mélanges paléontologiques, I, 1863—68, p. 97, t. 22.

[2]) Pictet et Roux, Mollusques fossiles grès vert, 1853, p. 504, t. 45, f. 1.

voneinander stehende Hauptrippen auf der linken, dagegen feinere Berippung auf der rechten Klappe. Von den oberjurassischen steht ihr *Pecten astartinus* (GREPP.) LORIOL [1]) sp. ziemlich nahe, die linke Klappe ist jedoch bei unserer Form flacher.

Pecten (Velopecten) Ewaldi n. sp.
Taf. XIX, Fig. 3.

Aus der deutschen Kreide ist meines Wissens bisher nur ein sog. „*Hinnites*“ bekannt geworden; es ist dies die Form, angeblich aus der unteren Kreide von Peine, die A. RÖMER [2]) zu *Hinnites Dubuissoni* gestellt hat. Es ist bereits wiederholt darauf hingewiesen worden, dass *Hinnites Dubuissoni* DEFR. eine Neogenart ist. Wozu nun die Art von Peine, die übrigens nur in Bruchstücken vorlag, gehören mag, ist ohne eine Kenntniss der Originalstücke nicht zu ermitteln, soweit ich aus der kurzen Beschreibung ersehe, handelt es sich überhaupt um keinen *Velopecten* in unserem Sinne.

Aus dem Varianspläner von Langelsheim liegen mir nun zwei Stücke vor, die unzweifelhaft einem *Velopecten* angehören. Bei dem einen sind beide Klappen noch im Zusammenhang erhalten, jedoch nur als Steinkern; das andere Stück ist ein Fragment eines bedeutend grösseren Exemplars, bei dem sich jedoch ein Theil der Schale noch erhalten hat.

Die rechte, byssustragende Schale ist ganz flach, die linke schwach gewölbt. Die Anwachsstreifen lassen erkennen, dass die Art, abgesehen von den Ohren, etwa kreisförmigen Umriss gehabt haben muss. Die gewölbte Schale bedecken etwa 20 starke Hauptrippen, deren Intervalle durch ebenfalls ziemlich kräftige Rippen zweiter Ordnung halbirt werden. Zwischen Rippe erster und zweiter Ordnung konnte ich je nur eine Rippe dritter Ordnung bemerken, die dafür aber kräftiger ist, als die meisten homologen Rippen der übrigen *Velopecten*-Arten. Die rechte Klappe bedecken etwa 50 Hauptrippen, die Nebenrippen sind bei der Erhaltung des Stückes schwer erkennbar. Auf beiden Klappen zeigt sich in der Nähe des Wirbels eine zierliche Gitterstructur, auch im späteren Alter macht die Anwachsstreifung sich noch durch eine ziemlich starke Knotung der Rippen erkennbar.

Bisher sind aus dem Cenoman nur zwei „*Hinnites*“ beschrieben: *Hinnites Dujardini* DESH. aus der chloritischen Kreide des Departement de l'Aube und *Hinnites giganteus* GUÉR. aus dem Cenoman von Coulaines (Sarthe). Das Exemplar von *Hinnites Dujardini*, das DESHAYES abbildet, ist eine rechte Klappe, die

---

[1]) DE LORIOL, Couches de Baden, 1878, p. 163, t. 23, f. 3.
[2]) Norddeutsches Kreidegebirge, 1842, p. 48.

abnorm entfernt stehende Rippen trägt und mit der Art von Langelsheim gar nicht verglichen werden kann. *Hinnites giganteus* Guér. ist leider nicht abgebildet. Von untercretaceischen *Velopecten*-Arten steht *P. occitanicus* Pict. unserer Art noch am nächsten, unterscheidet sich aber durch die auf beiden Klappen erheblich enger stehenden Hauptrippen.

2. Ueber die Sculptur von *Hinnites Brussonii* de Serres.

Wie stark sich bei den echten *Hinnites* des Jungtertiär, im Gegensatz zu den mesozoischen *Velopecten*, die Sculptur der Schale beim Festwachsen verändert, zeigt mir sehr schön ein Exemplar von *Hinnites Brussonii* de Serres aus der mittelmiocänen Molasse des Plan d'Aren (Bouches du Rhône), auf das ich hier näher eingehen will, weil die überaus zierliche und bei Pectiniden seltene Schalensculptur dieser Art noch so gut wie unbekannt ist. Das Exemplar, das nicht ganz vollständig erhalten ist, die Sculptur aber sehr scharf zeigt, stimmt leidlich gut mit de Serres'[1]) Figur überein, nur ist das Verhältniss von Höhe zu Länge nahezu gleich 1 : 1 und treten die Hauptrippen, besonders in dem älteren Theile der Schale, der dem *Chlamys*-Stadium entspricht, stärker hervor. Die ganze Schale besitzt eine Höhe von etwa 80 mm, wovon nicht ganz die Hälfte auf den freien Schalentheil kommt. Bei unserem Stück, wie übrigens bei den meisten Miocän-*Hinnites*, hat das *Chlamys*-Stadium relativ viel länger angedauert, d. h. das Thier hat sich viel später festgesetzt, als dies bei den Pliocänformen der Fall gewesen ist. Auch insofern zeigen die Miocänarten eine Abweichung von den Pliocäntypen, als bei ihnen noch die Ligamentgrube breit und Pectiniden-ähnlich ist, während sie im anderen Falle auffallend schmal ist und an *Spondylus* erinnert. Das *Chlamys*-Stadium der Schale weist in der linken Klappe etwa 11 gleichweit von einander entfernte Hauptrippen auf, von denen die mittleren 7 hoch und breit sind; gegen diese Hauptrippen treten in dem freien Schalentheile die Secundärrippen vollständig zurück. Sobald die Schale einmal festwächst, schwächen sich die Hauptrippen plötzlich ab, hingegen werden die Nebenrippen stärker und erreichen am Rande der Schale die Grösse der Hauptrippen. An der rechten Schale lässt sich diese Aenderung der Sculptur nicht feststellen, da die jüngeren, festgewachsenen Theile nicht freizulegen sind.

Ausser den Radialrippen besitzt aber die linke Klappe im *Chlamys*-Stadium noch eine sehr zierliche Chagrinsculptur oder

---

[1]) Géognosie des terrains tertiaires, 1829, t. 5, f. 1, 2.

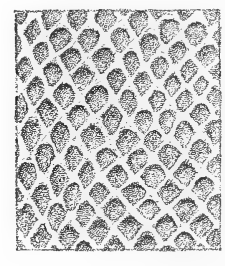
Textfigur 1.



Hinnites Brussonii DE SERRES.
Miocän (Helvétien) Plan d'Aren (Bouches du Rhône).

Gitterung, die gar nicht in den festgewachsenen Schalentheilen auftritt; diese Sculptur wird durch kleine rhombische Gruben hervorgerufen, die im Allgemeinen im Quincunx angeordnet sind; der dem Wirbel zugekehrte Theil der Grubenumrandung ist verdickt und macht den Eindruck einer Schuppe. Die Gruben bedecken die gesammte Schale ganz regelmässig vom Wirbel bis zu der Stelle, von wo an die Unterschale festwächst, nur auf der Aussenseite der Hauptrippen fehlen sie meistens. Auf der rechten Schale konnte ich eine derartige Sculptur nicht beobachten. Diese sehr merkwürdige Chagrinsculptur ist bisher meines Wissens nur noch von HÖRNES[1]) an *Hinnites De-*

Textfigur 2.



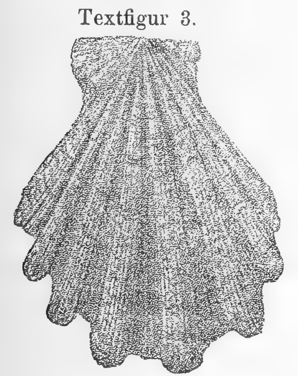
Feine Sculptur auf den freien Schalentheilen von *Hinnites Brussonii.* Vergrössert.

[1]) Fossile Mollusken des Wiener Beckens, p. 423.

francei Mich. beobachtet worden; da aber die wenigen bisher bekannten Miocän-*Hinnites* sehr nahe mit einander verwandt sind, so ist wohl anzunehmen, dass sie sich bei allen Miocänarten zeigt[1].

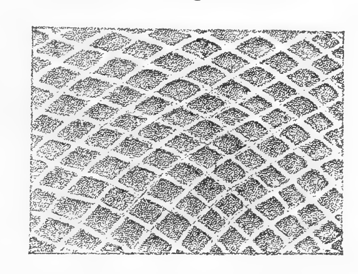
Es ist bekannt, dass wenigstens einige Pliocän-*Hinnites* sich äusserst eng an die Gruppe des *Pecten pusio* L. sp. anschliessen; da diese Gruppe keine Gittersculptur zeigt und auch sonst in ihren Sculpturverhältnissen von den Miocän-*Hinnites* abweicht, so darf man schliessen, erstens dass einige, wenn nicht alle, Pliocän-*Hinnites* nicht von Miocän-*Hinnites* abstammen, sondern sich erst im Pliocän aus der *Pusio*-Gruppe entwickelt haben, und zweitens, dass die Miocän-*Hinnites* sich an *Chlamys*-Typen anschliessen, die durch die eigenthümliche Gitterung der Oberfläche und andere Sculpturmomente eine gewisse Sonderstellung innehaben. Die *Chlamys*, aus denen sich die Miocän-*Hinnites* entwickelten, glaube ich nun in der Gruppe des *Pecten pes felis* L. sp. gefunden zu haben, denn die hierhin gehörigen Formen besitzen sowohl die sonderbare Gitterung, wie die geringe Anzahl von Hauptrippen, die für die Miocän-Hinniten bezeichnend ist. Auch die Rippe zweiter Ordnung, die den Abstand zwischen zwei Hauptrippen theilt und die bei *Hinnites Brussonii* de Serres am Rande die Grösse der Hauptrippen erreicht, fehlt in der Jugend bei *Pecten pes felis* L. sp. nicht, entwickelt sich aber nicht so stark wie dort, sondern erreicht nur die Grösse der feinen Radialrippchen, die die Hauptrippen wie ihre Zwischenräume gleichmässig bedecken.

Textfigur 3.



Pecten pes felis L. sp.
Linke Klappe. Recent.

Textfigur 4.



Gittersculptur von *Pecten pes felis* L. sp.
Vergrössert.

[1]) Eine ähnliche Sculptur zeigt *Lima retifera* Bittn. aus St. Cassian in Bittner: Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian, Abhandl. k. k. geol. R.-A. XVIII, 1895, p. 176, t. 22, f. 8.

Die Durchsicht der jurassischen *Hinnites* hatte mir gezeigt, dass diese Formen nicht zu dem zuerst für Neogen-Arten aufgestellten Genus gehören, sondern eine eigene Untergattung der Pectiniden, *Velopecten,* bilden. Die Untersuchung des noch immer controversen *Pecten? Albertii* Gf. führte mich dann zu dem Schlusse, dass Formen, welche die wesentlichsten Eigenschaften von *Velopecten* besitzen, bereits in der Trias auftreten. Im Gegensatz zu den Jura-Arten haben aber diese bisher nicht als *Hinnites,* sondern als *Pecten* oder *Monotis* gegolten.

3. Ueber die generische Stellung des *Pecten Albertii* Goldfuss.

Die generische Stellung der bekannten deutschen Triasform, die Goldfuss zuerst in Alberti's [1]) Monographie des bunten Sandsteins etc. *Pecten Albertii* benannte, ist noch durchaus unsicher. Goldfuss trennte von seiner Art in den Petrefacta Germaniae [2]) eine ähnliche Form als *Pecten inaequistriatus* ab, zog aber später [3]) wieder beide Arten zusammen und stellte sie zu der Bronn'schen Gattung *Monotis.* Die Mehrzahl der Autoren ist Goldfuss gefolgt, und in den meisten Arbeiten figurirt daher die Art als *Monotis Albertii;* die Minderzahl, unter ihnen Quenstedt, ist bei der ursprünglichen Bezeichnung geblieben und spricht von einem *Pecten Albertii.* Die Frage ist also offen, ob die genannte Art zu *Monotis* oder einem anderen Aviculiden-Genus oder zu *Pecten* gehört.

Die Schalen von *Pecten Albertii* variiren innerhalb gewisser Grenzen, worauf hauptsächlich Eck [4]) und Nötling [5]) hingewiesen haben, besitzen aber wieder in anderer Hinsicht sehr constante Charaktere. Die Ohren, die von dem Hapttheil der Schale nicht so scharf abgesetzt sind, wie bei den typischen *Pectines,* sind nie ganz gleich. Fast immer ist das linke Ohr etwas grösser als das rechte, dabei häufig an der Seite schwach eingebuchtet und scharfeckig, während das rechte Ohr immer stumpfwinklig bleibt. Auch da, wo die Ohren sonst ganz gleich werden, bleibt das rechte noch immer stumpfwinkliger als das linke. Die Erscheinungen nöthigen unbedingt zu der Annahme, dass man es immer mit derselben Schale, und zwar, wie ich beweisen kann, mit der linken zu thun hat.

Unter dem Genusnamen *Monotis* sind von den älteren Autoren,

---

[1]) Monographie des bunten Sandsteins etc., 1834, p. 56.
[2]) Petrefacta Germaniae, 1836, II, p. 42, t. 89, f. 1.
[3]) l. c., p. 138, t. 120, f. 6.
[4]) Die Formationen des bunten Sandsteins etc. in Oberschlesien, 1865, p. 54, 55.
[5]) Trias in Niederschlesien, Diese Zeitschrift, 1880. p. 323.

speciell von GOLDFUSS, recht verschiedene Aviculiden zusammengefasst worden. Dies hat 1862 BEYRICH[1]) bewiesen, der von den eigentlichen *Monotis*, byssuslosen, gleichklappigen, flachen Formen vom Typus der *Monotis salinaria* SCHLOTH. sp., die Gattung *Pseudomonotis* abtrennte; der Typus der Gattung *Pseudomonotis* ist *Ps. speluncaria* aus dem Zechstein; sie umfasst also Formen, bei denen die linke Klappe stark gewölbt, die rechte Klappe flach ist und einen tiefen Byssusausschnitt besitzt, den ein schmales Byssusohr begrenzt. Ueber weitere Eigenthümlichkeiten der Gattung *Pseudomonotis*, die mit *Monotis* nur sehr entfernt verwandt ist, vergleiche man die vortreffliche Darstellung TELLER's[2]).

Dass *Pecten Albertii* in die Nähe von *Monotis* s. str. (Typus der *Monotis salinaria* SCHLOTH. sp.) gehört, haben wohl auch die nicht behaupten wollen, die die deutsche Trias-Art zu *Monotis* gestellt haben; dazu ist der Unterschied zwischen den flachen, schiefen, einohrigen *Monotis* s. str. und den geraden, *Pecten*-artigen „*Pecten*“ *Albertii* wohl doch zu augenfällig. Hingegen soll nicht geleugnet werden, dass sich innerhalb der Gattung *Pseudomonotis* Formen finden, die sich in ihrem Habitus „*Pecten*“ *Albertii* sehr nähern, z. B. die arktische *Pseudomonotis cycloidea* TELLER[3]) und verwandte Arten. Gehört nun *Pecten Albertii* in die Nähe dieser *Pseudomonotis*-Arten, denn diese sind die einzigen „*Monotis*“ im Sinne der älteren Autoren, mit denen er verglichen werden kann, oder ist er ein wahrer *Pecten?*

Die Antwort auf diese Frage hat bereits QUENSTEDT gegeben, wenn er in seiner Petrefactenkunde[4]) schreibt: „die kleine Muschel ist fein gestreift, die Streifen lenken öfter von ihrem Wege ab, deshalb hat man sie auch wohl neuerlich zur *Avicula* oder *Monotis* gestellt, umsomehr, da auch die Ohren unmittelbar an dieser Streifung theilnehmen und sich nicht recht absondern. Indessen unsere Schale müsste dann die rechte sein, weil das vordere Ohr bei den Aviculaceen immer kleiner ist als das hintere, und das ist wegen Mangels des Byssusausschnittes kaum möglich. Viel eher könnte man an *Spondylus* denken.“ Die Schalen von „*Pecten*“ *Albertii* können also nicht die rechten Schalen von *Pseudomonotis* sein, weil sie keinen Byssusausschnitt besitzen, und nicht die linken, weil dann, entgegen aller Erfahrung, das vordere Ohr grösser wäre als das hintere. Sie können also überhaupt nicht zu *Pseudomonotis* gehören, was übrigens auch schon die Form der Ligament-

[1]) Diese Zeitschrift, 1862, XIV, p. 9.

[2]) v. MOJSISCVICS, BITTNER, TELLER, Arktische Triasfaunen, Mém. de l'Ac. Imp. d. Sc. St. Pétersbourg, (7) XXXIII, No. 6, 1886, p. 105.

[3]) l. c., p. 125.

[4]) Petrefactenkunde, 1. Aufl., 1852, p. 506.

grube beweist, die GIEBEL[1]) beobachtet hat: „der Schlossrand hat unter dem Wirbel eine deutliche dreiseitige Grube, die sich nach rechts und links verschmälernd auszieht und spitz endet.“ Also die echte Ligamentgrube der Pectiniden, die jede Zugehörigkeit zu den Aviculiden a priori ausschliesst.

Wenn „*Pecten*“ *Albertii* darnach wohl sicher ein Pectinide ist, so verdient doch hervorgehoben zu werden, dass er keinesfalls zu den typischen Formen gehört. Das sehr merkwürdige Vorkommen immer nur einer Schale (der linken), die eigenthümliche Biegung der Rippen und der ganz allmähliche Uebergang der Ohren in den Haupttheil der Schale deuten an, dass *Pecten Albertii* zu einem differenzirten Seitenzweige gehört. Es liegt da sehr nahe, an die sog. *Hinnites* des Jura = *Velopecten* (QU.) E. PHIL. zu denken; auch dort kann man die flachen Byssusschalen sehr selten beobachten, auch wo die gewölbten, linken Schalen häufig sind. Die Radialrippen werden wie bei *Pecten Albertii* wellig, weil sich die rechte Schale dem Untergrunde dicht anschmiegt; die Ohren sind ebenfalls nicht scharf abgesetzt, und stets ist in der linken, gewölbten Schale das linke Ohr, das dem Byssusohr der rechten entspricht, grösser als das hintere Ohr, das zuweilen fast ganz verschwindet. Es ist übrigens eine ziemlich allgemeine Erscheinung, dass bei Formen, welche eine gewölbte Ober- und flache, dem Boden aufsitzende Unterschale besitzen, die Oberschale weit häufiger erhalten ist als die Unterschale. Ich erkläre mir das so, dass Strömungen oder die Brandung den Meeresboden abfegen und die losen Oberklappen zusammen mit Sand und Schlamm gewissermassen auf einen Haufen kehren, während die festsitzenden Unterklappen nicht von Sediment bedeckt und daher sehr bald durch chemische und mechanische Processe zerstört werden. Schon das constante Fehlen der rechten Klappe liesse daher, auch wenn gar keine Analogie zwischen *Pecten Albertii* und *Velopecten* bestünde, darauf schliessen, dass sie flach gewesen sein muss und dem Boden fest auflag.

Ich bin von der stillschweigenden Voraussetzung ausgegangen, dass, wenn *Pecten Albertii* ein Pectinide ist, die Schale, die bisher allein bekannt ist, die linke gewesen ist, und es liegt mir jetzt ob, die Richtigkeit dieser Voraussetzung nachzuweisen. Bei sämmtlichen Pectiniden, auch bei denen, welche im Alter einen eigentlichen Byssusausschnitt nicht mehr besitzen, ist das vordere Ohr der rechten Schale mehr oder minder stark eingebuchtet, bezw. markirt sich ein früheres Vorhandensein des Byssus noch durch den bogigen Verlauf der Anwachsstreifen. Bei den Formen,

[1]) Lieskau, 1856, p. 21 bei *Pecten inaequistriatus* = *Albertii*.

welche einen stark ausgebildeten Byssus und infolgedessen eine tiefe Byssusspalte und ein grosses Byssusohr in der rechten Klappe besitzen, vergrössert sich auch das entsprechende, vordere Ohr der linken Klappe und zeigt häufig an der Seite eine flache Einbuchtung. Liegt mir also, wie in unserem Falle, eine Pectinidenschale vor, bei der das linke Ohr grösser und häufig seitlich eingebuchtet ist, so muss ich annehmen, dass die Schale eine linke ist.

Meine Vermuthung, dass die rechte Schale von *Pecten Albertii* flach ist und einen tiefen Byssusausschnitt besitzt, wird zur Gewissheit durch eine Beobachtung, die Bittner[1]) an einer Form aus der oberen Trias von Balia in Kleinasien gemacht hat. Der von dort beschriebene *Pecten aeolicus* Bittn. ist *Pecten Albertii* Gf. sehr ähnlich, wie der Autor selber auch genügend hervorhebt. „Die gewölbte Klappe besitzt sehr wenig abgesetzte, mit der übrigen Schale nahezu zusammenfliessende Ohren, von denen das linksseitige, von aussen gesehen fast constant ein wenig breiter und zugleich weniger schräg abgestutzt zu sein scheint als das der entgegengesetzten Seite; es würde das erstere muthmaasslich als vorderes Ohr anzusehen sein.“ Auch die Berippung ist wellig gebogen, es kann überhaupt kaum ein ernsthafter Zweifel entstehen, dass *Pecten aeolicus* Bittn. ein ganz naher Verwandter von *Pecten Albertii* Gf. ist. In demselben Handstück, in dem die gewölbten Klappen sitzen, fanden sich nun auch ähnlich sculpturirte, ganz flache Klappen mit mächtigem Byssusohr, deren Zugehörigkeit zu *Pecten aeolicus* Bittn. kaum anzuzweifeln ist. Die dem *Pecten Albertii* Gf. so ähnliche Triasform von Balia besitzt also thatsächlich eine flache, rechte Schale, wie wir sie für die erstere supponirt haben. Bittner stellt für seine Art das Subgenus *Leptochondria*[2]) auf, das für die Gruppe des *Pecten Albertii* und event. auch noch andere Triasformen Verwendung finden muss, falls es sich herausstellt, dass diese Pectiniden wesentlich von den sog. *Hinnites* des Jura verschieden sind. Solange dies nicht nachzuweisen ist, ist für die Trias- und Jura-Arten die Quenstedt'sche Bezeichnung *Velata* zu verwenden, die ich aus Zweckmässigkeitsgründen in *Velopecten* abgeändert habe.

Fassen wir noch einmal kurz zusammmen, was die Untersuchung von *Pecten Albertii* ergeben hat.

---

[1]) Triaspetrefacten von Balia in Kleinasien, Jahrb. k. k. geol. R.-A., XLI, 1891, p. 101.

[2]) Eine zweite Art von *Leptochondria, Pecten (Leptochondria) tirolicus* Bittn. (Revision der Lamellibr. v. St. Cassian, p. 167, t. 24, f. 15) hat sich in St. Cassian gefunden. Sie bestätigt alle Beobachtungen, die an der kleinasiatischen Art gemacht wurden. In ihrer Berippung nähert sich diese Form manchen Jura-Hinniten.

Pecten Albertii ist auf Grund seiner Ohren und seiner Ligamentgrube ein Pectinide. Bisher ist nur seine linke Schale bekannt. Das Fehlen der rechten lässt vermuthen, dass sie flach war; wahrscheinlich lag sie dem Untergrunde fest auf, wie der wellige Verlauf der Radialsculptur auf der linken Schale andeutet, und besass einen tiefen Byssusausschnitt, der sich in einer Sinuosität des linken Ohres der linken Klappe markirt. Es ist ausserordentlich wahrscheinlich, dass *Pecten Albertii* zu den Formen gehört, die man im Jura fälschlich als *Hinnites* bezeichnet hat, und für die ich in Anlehnung an QUENSTEDT die Untergattung *Velopecten* eingeführt habe.

Ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass unter dem reichen Material, das von *Pecten Albertii* in den Sammlungen aufbewahrt wird, auch rechte Schalen sich befinden mögen. Vielleicht führen diese Zeilen dazu, uns mit ihnen bekannt zu machen, und ich gebe der Hoffnung Raum, dass sie dem Bilde entsprechen, das ich aus Kennzeichen der linken Klappe nach Analogie mit anderen Pectiniden entworfen habe.

Uebrigens stimmen die beiden bisher beschriebenen, gerippten Pectiniden des deutschen Muschelkalks, *Pecten reticulatus* SCHLOTH. und *Pecten Schroeteri* GIEBEL insofern mit *Pecten Albertii* GF. überein, als bisher ebenfalls nur ihre linken Schalen bekannt geworden sind. Auch die Ohren verschwimmen bei diesen Arten mit dem mittleren Theile. Da auch, besonders bei *Pecten Schroeteri* GIEB., die Sculptur an die der jurassischen *Velopecten* erinnert, so nehme ich keinen Anstand, auch diese Formen bis auf weiteres zu *Velopecten* zu stellen.

In der alpinen Trias ist vielleicht *Pecten Fuchsi* HAUER [1]) aus dem Buntsandstein von Agordo ein *Velopecten*, HAUER selbst vergleicht ihn sogar bereits mit dem Typus der Untergattung *Pecten velatus* GF. Nicht zu *Velopecten* gehören jedoch *Pecten cutiformis* HÖRN. [2]) und *tenuicostatus* HÖRN., die GIEBEL mit *P. Albertii* vergleicht.

Sicher gehört aber wohl zu *Velopecten* auch noch *Avicula inaequicostata* BEN. [3]), von der sich bisher gleichfalls nur linke, stark gewölbte Schalen gefunden haben; die Art ist durch ein

---

[1]) v. HAUER, Fossilien der Venetianer Alpen. Denkschr. d. math. naturw. Classe d. Wiener Akad., I, 1850, p. 4, t. 1, f. 8.

[2]) HÖRNES, Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten, IX, 1855, p. 53, t. 2, f. 20, 21.

[3]) BENECKE, Muschelkalkablagerungen der Alpen. Geogn.-paläont. Beitr., II, 1876, p. 21, t. 1, f. 5.

sehr grosses vorderes Ohr ausgezeichnet, gegen das das gerundete hintere Ohr ganz zurücktritt. Dieses Merkmal passt gut zu *Velopecten* und verbietet jedenfalls, die fragliche Art zu den Aviculiden zu stellen. Hingegen glaube ich nicht, dass *Avicula venetiana* HAUER[1]), die zuweilen mit der vorher genannten Art verwechselt wurde, ein *Velopecten* ist; die beiden Klappen scheinen nach v. HAUER's Diagnose gleich gewölbt zu sein, und ausserdem ist das hintere Ohr ebenso wie das vordere eingebuchtet und in eine spitze Ecke ausgezogen. Ich möchte jedoch mit SALOMON[2]) annehmen, dass die fragliche Form keine *Avicula*, sondern eher ein Pectinide ist, wohin sie im Einzelnen gehört, wird sich erst feststellen lassen, wenn gut erhaltene rechte Klappen vorliegen.

Mit grosser Wahrscheinlichkeit sind zu *Velopecten* die an *P. subalternans* D'ORB. sich anschliessenden St. Cassianer[3]) Formen zu stellen, die eine alternirende Berippung besitzen und schon infolgedessen an die „Jura-Hinniten" erinnern. Von den vier nahe zusammengehörigen Arten dieser Gruppe, *P. subalternans* D'ORB., *asperulatus* BITTN., *subaequicostatus* BITTN., *Andreaei* BITTN., liegen fast nur die gewölbten linken Klappen vor, nur von der erstgenannten Art ist eine flache rechte Klappe erhalten, deren Byssusausschnitt nach Angaben BITTNER's offenbar sehr tief war. Dass die eine der Cassianer Arten, *P. Andreaei* BITTN., gewisse Beziehungen zum deutschen *P. reticulatus* SCHLOTH. erkennen lässt, betont BITTNER bereits.

Die Untergattung *Velopecten* ist also in der deutschen wie alpinen Trias ziemlich verbreitet; es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass sie bereits im Palaeozoicum auftritt, obgleich eine derartige Form bisher noch nicht bekannt zu sein scheint. Bemerkenswerth ist jedenfalls, dass *Velopecten* in seinen wesentlichsten Merkmalen, gewölbte linke und flache, byssustragende rechte Schale, sich an *Pleuronectites* SCHLOTH. = *Streblopteria* MC. COY anschliesst. Sollte vielleicht *Pleuronectites* nichts anderes als ein ungerippter *Velopecten* sein?

4. Ueber *Terquemia* TATE und andere zahnlose Spondyliden.

In seiner vorzüglichen Arbeit über die fossilen Plicateln des Calvados[4]) stellte EUDES-DESLONGCHAMPS im Jahre 1858 ein neues Genus *Carpenteria* für eine eigenthümliche Monomyariergruppe auf, die bis zu einem gewissen Grade Eigenschaften der Spondy-

[1]) l. c., p. 2, t. 1, f. 1—3.
[2]) Marmolata. Palaeontogr. XLII, 1895, p. 79.
[3]) BITTNER, Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandl. k. k. geol. R.-A., XVIII, p. 154 ff.
[4]) Mém. Soc. Linnéenne de Normandie, XI, 1858, p. 129.

liden und Ostreiden zu vereinigen scheint. *Carpenteria* besitzt im Allgemeinen Austern-artigen Habitus, ihr Schloss ist wie das der Austern zahnlos, dagegen erinnert die enge Ligamentgrube und die Schalenstructur an die Spondyliden; wie diese wächst auch *Carpenteria* constant mit der rechten Klappe auf. Nach den Angaben Deslonchamps' finden sich die Carpenterien nicht selten im mittleren und oberen Lias von Fontaine-Étoupefour und May. Terquem und Piette [1]) bestätigten später die Angaben Deslongchamps' und beschrieben drei Arten von *Terquemia* aus dem unteren Lias des östlichen Frankreichs. Auch im Kimmeridge von Laufon wurde eine *Carpenteria* durch Thurmann und Étallon [2]) nachgewiesen.

Im Jahre 1867 taufte Tate in Woodward's Manual die Gattung *Carpenteria*, die bereits 1856 von Gray vergeben war, in *Terquemia* um. Eine bedeutende Erweiterung erfuhr *Terquemia* durch Nötling [3]), der an prachtvoll erhaltenem Material aus dem niederschlesischen Schaumkalk die Entdeckung machte, dass die Mehrzahl der deutschen Trias-Austern mit der rechten Schale aufgewachsen und daher zu *Terquemia* zu stellen seien. In einem Referat über Nötling's Arbeit stellt Benecke [4]) die Gattung *Terquemia* zu den Ostreiden und hält es für wahrscheinlich, dass sie nur eine Untergattung von *Ostrea* darstellt, etwa wie *Exogyra* und *Gryphaea*. Benecke's Ansicht hat sich neuerdings v. Zittel im Grundriss der Palaeontologie (p. 268) angeschlossen, während er früher im Handbuch der Palaeontologie (II, p. 25) *Terquemia* noch mit den Spondyliden vereinigt hatte. Fischer im Manuel de Conchyliologie sieht dagegen in den Terquemien zahnlose Spondyliden, ebenso wie de Loriol [5]) und vor ihm Stolitzka [6]). Die systematische Stellung von *Terquemia* ist also noch controvers und eine erneute Untersuchung ist hier sehr am Platze, speciell da es sich um stammesgeschichtlich sehr interessante und wichtige Formen handelt [7]).

Bei einer erneuten Untersuchung der Gattung *Terquemia* hat man in erster Linie auf Eudes-Deslongchamps' mustergültige Beschreibung von *Carpenteria* zurückzugehen. Aus ihr gehen mit

---

[1]) Mém. Soc. géol. France, (2) VIII, 1. mém., p. 105.

[2]) Lethaea bruntrutana, 1859, p. 267.

[3]) Diese Zeitschrift, 1880, XXXII, p. 321.

[4]) N. Jahrb. f. Min., 1881, II, p. 72.

[5]) Mollusques des couches coralligènes du jura bernois. Mém. Soc. Paléont. Suisse, XVI. 1889, p. 337.

[6]) Palaeontologia Indica. Cretaceous Fauna of Southern India, III, 1871, *Pelecypoda*, p. 443.

[7]) Nötling hatte bereits 1880 eine monographische Darstellung von *Terquemia* im Auge, liess aber leider seine Absicht fallen.

Sicherheit folgende, für die systematische Stellung der Gattung wichtige Punkte hervor:

1. Die rechte Schale mehr oder minder gewölbt, die linke flach oder concav. Die rechte Schale wächst fest.

2. Die Schale besteht, wie die der Spondyliden, aus einer äusseren und einer inneren Substanz. Die innere ist, wie bei *Spondylus,* meist aufgelöst; Muskeleindruck und Ligamentgrube sind alsdann nicht zu erkennen.

3. Das Ligament liegt in einer tiefen, schmalen Grube. Die Schlossplatte ist hoch, in beiden Schalen etwa gleich, und längsgestreift.

Die Sculptur besteht aus groben, sich hin und wieder dichotomirenden Rippen. Sie ist insofern für die Gattung *Terquemia* wenig charakteristisch, als sie ähnlich bei sehr verschiedenen Monomyarier-Gattungen wiederkehrt.

Aus den oben angeführten drei Punkten geht eines mit grosser Klarheit hervor, nämlich dass *Terquemia* nicht zu den Austern gehört. Die mesozoischen Monomyarier sind in vieler Beziehung äusserst conservative Formen, wie schon Frech [1]) gebührend hervorgehoben hat; diese Eigenschaft äussert sich besonders dann, wenn sie auf dem Untergrunde festwachsen. In der gleichen Familie wachsen immer die gleichen Schalen fest; ein Wechsel, wie bei *Chama,* die Benecke zum Vergleich anführt, kann nicht beobachtet werden. Es ist thatsächlich keine echte Auster bekannt, die mit der rechten Klappe aufwächst, andererseits kein Spondylide oder Pectinide, der sich mit der linken anheftet. Jedenfalls wird man einen rechts aufwachsenden Monomyarier, wie *Terquemia,* nicht zu den links aufwachsenden Austern stellen können, wenn nicht sehr triftige Gründe für eine solche Vereinigung und damit für die Durchbrechung eines für die Monomyarier allgemein gültigen Gesetzes sprechen. Die ist aber bei *Terquemia* nicht der Fall, wie gleich zu zeigen sein wird.

Ein ganz constantes Merkmal ist bei den Monomyariern (vielleicht auch bei vielen anderen Lamellibranchiern) die Schalenstructur. Die ältesten echten Austern, Pectiniden, Spondyliden etc. besitzen bereits dieselbe Structur wie ihre modernen Vertreter. Die Austern haben bekanntlich keine leichter zerstörbare innere Schalensubstanz; entweder erhält sich die Schale in toto (was sehr häufig der Fall ist) oder sie wird vollständig aufgelöst. Anders ist es bei den Spondyliden, denn hier kann man eine äussere, schwer zerstörbare Substanz, die der der Austernschale zu ent-

[1]) Devonische Aviculiden. Abhandl. Kgl. pr. geol. L.-A., (3) IX, 1891, p. 216.

sprechen scheint, und eine innere, leichter lösliche Substanz unterscheiden. In vielen Fällen ist bei den Spondyliden nur noch die äussere Schalenmasse erhalten, infolgedessen fehlen die Zähne, die Ligamentgrube und der Muskeleindruck. Derartige Erhaltungszustände sind früher häufig verkannt worden und haben Veranlassung zur Aufstellung der Gattungen *Dianchora* Sowerby und *Pachytes* Defrance gegeben. Durchaus dieselbe Schalenstructur wie *Spondylus* besitzt nun nach der Darstellung von Eudes-Deslongchamps auch *Terquemia;* in den meisten Fällen ist ebenfalls die innere Schalensubstanz aufgelöst und damit auch der Muskeleindruck wie die Ligamentgrube verschwunden.

Diese beiden Factoren, das Anwachsen mit der rechten Schale und die Beschaffenheit der Schalensubstanz, schliessen es aus, dass *Terquemia* zu den Austern gestellt werden kann. Darnach ist es jedoch sehr wahrscheinlich, dass diese Gattung nahe mit den Spondyliden verwandt ist und dass sie das ist, wofür sie P. Fischer hält, nämlich ein zahnloser Spondylide. Dafür spricht auch die eigenthümliche Form der Ligamentgrube, wie sie nur noch bei *Spondylus* und *Hinnites* vorkommt. Damit ist jedoch noch nicht gesagt, dass *Spondylus* ein directer Nachkomme von *Terquemia* ist, wahrscheinlich ist es jedoch in hohem Grade, dass beide Gattungen eine gemeinschaftliche Wurzel besitzen.

Eine zweite, ebenfalls sehr interessante Frage ist es, welche Formen ausser den beiden Arten, die Eudes-Deslongchamps aus dem mittleren und dem oberen Lias des Calvados beschrieb, noch zu *Terquemia* rechnen sind. Ziemlich sicher zu *Terquemia* gehören wohl *Carpenteria Heberti* Terq. ct Piette und *C. liasica* Terq. sp.[1]), die eine ähnliche Sculptur besitzen, wie die Calvados-Arten. Die dritte Art, die Terquem aus dem Grès de Hettange beschreibt, *Carpenteria Orbignyana* Terq. sp.[2]), besitzt dagegen nur concentrische Sculptur, Schlossplatte und Ligamentgrube haben jedoch ganz Terquemien-Charakter. Es ist zu vermuthen, dass auch bei den Terquemien eine glatte und eine radialgerippte Reihe nebeneinander herliefen, wie das bei den Pecten und den Austern der Fall ist.

Noch näher als die unterliasischen Arten stehen den typischen Formen des Calvados die beiden Arten des Malm, *Terquemia ostreiformis* d'Orb. sp. und *T. irregularis* Ét. sp. die von de Loriol[3]) in guten Abbildungen wiedergegeben sind. Das von

---

[1]) Mém. Soc. geol. France, (2) VIII, Mém. No. 1, p. 106, t. 13, f. 1—3 und (2) V, p. 106, t. 24, f. 1.

[2]) l. c., Lias inf., p. 106 und Hettange, p. 107, t. 24, f. 2.

[3]) Couches coralligènes du Jura bernois. Mém. Soc. Pal. Suisse, XIV, p. 335 ff., t. 25, f. 4—6.

G. Böhm[1]) mit *Hinnites ostreiformis* d'Orb. verglichene Bruchstück aus Stramberg gehört nicht zu der d'Orbigny'schen Art, wie sie de Loriol auffasst, und ist möglicherweise überhaupt keine *Terquemia*.

Die jurassischen Terquemien bilden im Allgemeinen einen enggeschlossenen Formenkreis, ausserhalb dessen nur die glatte *Terquemia Orbignyana* Terq. sp. steht; im Bau des Schlosses zeigen alle jurassischen Arten grösste Uebereinstimmung.

Zwischen diesen typischen Terquemien und den Austern der deutschen Trias, die Nötling zum grössten Theil zu *Terquemia* gestellt hat, bestehen jedoch ganz erhebliche Unterschiede, die Nötling nicht genügend berücksichtigt hat. Erstens ist die Sculptur, besonders bei *Ostrea difformis*, eine ganz andere wie bei den Jura-Terquemien; zweitens aber, was sehr viel wichtiger ist, ist die Ligamentgrube, die bei den Jura-Terquemien schmal und *Spondylus*-ähnlich gebaut ist, breit und entspricht dem Austerntypus. Nötling's Angabe, die Ligamentgrube wäre ziemlich schmal, widerlegen seine Abbildungen von *Terquemia difformis* Gf. sp., t. 13, f. 1 a, und von *Hinnites (? Terquemia) comptus* Gf. sp., t. 13, f. 3 a. Ob die „Austern" der deutschen Trias eine innere und äussere Schalensubstanz haben oder nicht, lässt sich leider bei ihrem meist ungünstigen Erhaltungszustande nicht mit völliger Sicherheit entscheiden. Mit Sicherheit lässt sich heute nur das feststellen: Zu den Austern gehören die deutschen „Triasaustern" nicht, weil sie mit der rechten Klappe festwachsen, und ebensowenig sind sie ohne weiteres mit den jurassischen Terquemien zu vereinigen, von denen sie sich durch die Form ihrer Ligamentgrube genügend unterscheiden. Von der Aufstellung einer neuen Gattung für die deutschen „Trias-Austern" hat man aber wohl solange abzusehen, als nicht besseres Material, wie bisher, sich gefunden hat. Erst wenn die jungpaläozoischen und altmesozoischen Zweischaler besser bekannt sein werden, wird sich auch die wichtige Frage entscheiden lassen, ob in diesen Formen noch primitive oder bereits degenerirte Spondyliden vorliegen. Dass irgend ein Zusammenhang zwischen ihnen und jurassischen Austern vorhanden ist, wie Benecke anzunehmen geneigt ist, scheint mir schon deswegen unwahrscheinlich, weil die deutsche Triasfauna im Keuper ausstarb und auf die Zusammensetzung der jurassischen Faunen keinen Einfluss mehr hatte.

In der Cassianer Fauna existirt eine kleine Gruppe von rechtsaufgewachsenen Monomyariern, die von Bittner[2]) genau beschrieben

[1]) Die Bivalven der Stramberger Schichten. Palaeont. Studien etc., IV, 1883, p. 620, t. 68, f. 16.

[2]) Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandl. k. k. geol. R.-A., XVIII, p. 205 ff.

und zu *Terquemia* gestellt worden ist. Darüber, dass es sich um Spondyliden handelt, kann kaum ein Zweifel entstehen, besonders seit Bittner bei einer dieser Arten, *Terquemia obliqua* Mstr. sp., eine äussere und innere Schalensubstanz nachgewiesen hat. Ob sie aber direct mit *Terquemia* zu vereinigen sind, ist mir angesichts der nicht übereinstimmenden Sculptur uud gewisser Unterschiede im Schlossbau immerhin fraglich. Die Cassianer Terquemien erinnern in ihrer Sculptur ungemein an *Spondylus;* sollten wir in ihnen vielleicht die Ahnen dieser, mit Sicherheit erst im Jura nachgewiesenen Gattung erblicken dürfen.

Dies bringt mich auf eine bekannte Zechsteinform zu sprechen, nämlich den *Prospondylus Liebeanus* Zimm.[1]). Im Jahre 1885 beschrieb Zimmermann aus dem Zechstein von Ranis bei Pössneck einen grossen, dickschaligen Monomyarier, für den er die Gattung *Prospondylus* aufstellte. Dieses Genus ist im Allgemeinen nicht angenommen worden, da man in weiten Kreisen *Prospondylus* für ident mit *Hinnites* hielt. Nun konnte ich im vorigen Aufsatze nachweisen, dass die typischen *Hinnites* jungtertiär sind, dass es fraglich ist, ob das Genus bereits in der Kreide vorkommt, und dass Alles, was man im Jura *Hinnites* genannt hat, zu ganz anderen Formen *(Velopecten)* gehört. Diese Beobachtung macht es sehr wahrscheinlich, dass auch *Prospondylus* kein *Hinnites* ist, und das kann thatsächlich nachgewiesen werden. Wie bereits Zimmermann richtig hervorhebt, ist *Hinnites* in der Jugend frei und wächst erst an, wenn er eine bestimmte Grösse erreicht hat; *Prospondylus* hingegen heftet sich, wie *Ostrea* und *Spondylus,* bereits sehr frühzeitig an und zwar, wie sämmtliche Spondyliden, mit der rechten Klappe. Ich glaube, dass Zimmermann ganz Recht hat, wenn er *Prospondylus* für einen zahnlosen Spondyliden hält; ob von der permischen Gattung *Spondylus* nun direct abzuleiten ist, ist eine andere Frage, die wohl vorläufig mit Sicherheit nicht beantwortet werden kann.

Von Interesse ist es übrigens, dass ein ganz typischer *Prospondylus* auch in der deutschen Trias existirt, nämlich der bekannte *Hinnites comptus* aut. *Hinnites comptus* wächst, wie gute Exemplare aus der niederschlesischen Trias beweisen, mit der rechten Schale auf, die wie bei *Prospondylus* öfters die kleinere ist. Wie die Zechsteinform besitzt auch *Hinnites comptus* wohlausgebildete Ohren, und schliesslich ist die Sculptur bei beiden Arten ausserordentlich ähnlich. Irgend ein tiefgreifender Unterschied ist nicht vorhanden, der es erlaubt, beide Formen generisch von einander zu trennen, *Hinnites comptus* wird also in Zukunft

---

[1]) Jahrb. Kgl. pr. geol. L.-A., 1885, p. 105 ff.

Prospondylus comptus SCHLOTH. sp. heissen müssen. Höchstwahrscheinlich ist auch noch *Ostrea spondyloides* v. SCHLOTH., bei dem ich ein gut ausgebildetes Ohr beobachten konnte, ein *Prospondylus*. In der alpinen Trias dürften wohl zu *Prospondylus* gehören *Hinnites Sismondae* STOPP. [1]) und *Hinnites Ombonii* PAR. [2]) aus den Raibler Schichten der Lombardei, bei denen allerdings die rechte Schale stärker gewölbt ist als die linke. Dass letztgenannte Form hinsichtlich ihrer Sculptur dem deutschen *Hinnites comptus* aut. = *Hinnites Schlotheimi* MER. nahe steht, hebt PARONA bereits hervor. Ob *Hinnites scepsidicus* BITTN. [3]) aus der oberen Trias von Balia ein *Prospondylus* oder ein Pectinide ist, lässt sich vorläufig wohl noch nicht entscheiden.

Die Gruppe der zahnlosen Spondyliden ist also sehr viel ausgedehnter, als man bisher angenommen hatte; sie umfasst nach dem, was bisher in der Litteratur bekannt geworden ist, vier Untergruppen, nämlich:

1. Formen mit schmaler, *Spondylus*-ähnlicher Ligamentgrube, tiefer, rechter flacher bis concaver linker Klappe und groben, hin und wieder dichotomirenden Rippen, selten glatt. Bisher mit Sicherheit nur im Jura bekannt. *Terquemia*.

2. Formen mit breiter, austernähnlicher Ligamentgrube, tiefer rechter, flacherer, aber noch convexer linker Klappe. Grobe, oft sogar sehr grobe, dichotomirende Rippen. Die Mehrzahl der sog. „Austern" der deutschen Trias *(O. difformis, decemcostata)*, vielleicht auch einige Formen der alpinen Trias *(O. montis caprilis)*.

3. Formen mit mässig breiter, austernähnlicher Ligamentgrube, die linke Klappe meist tiefer als die rechte. Vorn und hinten deutlich ausgebildete Ohren. Sculptur besteht aus dichtstehenden Rippen erster und zweiter Ordnung. Zechstein — deutsche Trias. *Prospondylus*.

4. Formen mit ziemlich schmaler Ligamentgrube, tiefer rechter und flacher linker Klappe. Berippung durchaus spondyloid. Unter sämmtlichen vier Untergruppen steht diese *Spondylus* am nächsten. Bisher nur aus St. Cassian bekannt. Gruppe der *Terquemia? obliqua* MSTR. sp.

In welchem Zusammenhange diese vier Untergruppen untereinander stehen, wird sich mit Sicherheit erst feststellen lassen, wenn die jungpaläozoischen und altmesozoischen Monomyarier einmal besser bekannt sein werden, als dies leider bisher der Fall ist.

---

[1]) PARONA, Fauna Raibliana di Lombardia, 1889, p. 83, t. 5, f. 1.
[2]) l. c., p. 84, t. 5, f. 2—4.
[3]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., XLI, 1891, p. 110, t. 2, f. 9.

5. Ueber *Spondylopecten* Roeder und *Pecten globosus* Quenstedt.

Im oberen Jura tritt eine Gruppe von eigenthümlichen Pectiniden auf, die sich in ihrem Gesammthabitus und in ihrem Schlossbau ziemlich weit von den Normalformen entfernt. Die Gruppe der *Cardinati*, wie sie Quenstedt[1]) zuerst genannt hat, umfasst Formen mit dichtstehenden, nicht verzweigten Rippen und sehr stark und gleichmässig aufgewölbten Schalen, die im grossen Ganzen entschieden an *Cardium* erinnern. Die rechte Schale besitzt eine ziemlich breite, nahezu horizontale Area, in die die Ligamentgrube tief eingesenkt ist, und einen deutlichen Byssusspalt. Ebenfalls in der rechten Schale treten zu beiden Seiten der Ligamentgrube zahnähnliche Vorsprünge auf, von denen der vordere bedeutend stärker ist als der hintere.

Für die Gruppe der *Pectines cardinati* stellte später Roeder[2]) die Untergattung *Spondylopecten* auf, indem er eine „ausgesprochene Aehnlichkeit mit *Spondylus*“ constatirte. G. Boehm[3]) hat dann Quenstedt's *Pecten globosus*, einen Typus seiner *cardinati*, getheilt. Eine von den beiden Arten, die unter dieser Bezeichnung vereinigt sein sollten, besitzt 60 Rippen und eine breite Area und soll zu *Spondylus* gehören; die andere hat nur 30 Rippen, eine schmale Area, scheint einen Byssusausschnitt zu besitzen und gehört daher wohl zur Gattung *Spondylopecten*, deren systematische Stellung jedoch noch unklar ist.

Ausgezeichnetes Material von *Pecten globosus* Qu., das mit der Ewald'schen Sammlung an das Museum für Naturkunde gekommen ist, gab mir Gelegenheit, auf die bis heute noch nicht ganz geklärte Frage nach der Stellung von *Spondylopecten* zurückzukommen. Es war dabei zu entscheiden, ob die Gattung *Spondylopecten* überhaupt aufrecht erhalten werden soll, und ob sie, dies vorausgesetzt, zu den Pectiniden oder zu den Spondyliden gehört oder ein Zwischenglied zwischen beiden Familien darstellt.

Zuerst konnte ich constatiren, dass G. Boehm Recht hat, wenn er den *Pecten globosus* in zwei Arten zerlegt; thatsächlich werden unter diesem Namen eine grobgerippte Form mit etwa 30 und eine feingerippte Form mit 60 Rippen zusammengefasst. Da Quenstedt, wie aus seiner Abbildung[4]) hervorgeht, die grobgerippte Art als Typus seines *Pecten globosus* ansieht, ist die feingerippte neu zu benennen und heisst wohl am besten *Pecten*

---

[1]) Jura, 1858, p. 627.

[2]) Beitrag zur Kenntniss des Terrain à chailles und seiner Zweischaler, Strassburg 1882, p. 54.

[3]) Die Bivalven der Stramberger Schichten, l. c., p. 644 ff.

[4]) Jura, t. 92, f. 20.

(Spondylopecten) G. Boehmi. Unrichtig ist es jedoch, wenn Boehm diese beiden Arten in zwei verschiedene Gattungen unterbringt; denn die beiden Formen sind, wie ich an meinem Material beweisen kann, ganz nahe miteinander verwandt und gehören sicher derselben Gattung oder Untergattung an. Die stärker gewölbte Art mit 60 Rippen, die G. Boehm zu *Spondylus* stellt, besitzt einen Byssusausschnitt, wie ich an einem Stramberger Stücke ganz sicher nachweisen kann. Unrichtig ist es ebenfalls, dass eine breite Area nur bei diesen feingerippten Formen vorkommen soll; das beste Schlossexemplar, das mir vorliegt, eine typische, grobgerippte Form mit 30 Rippen, hat eine relativ sehr breite Area.

Die beiden Arten, in die *Pecten globosus* zerfällt, gehören also beide in den Formenkreis, den Quenstedt als Gruppe der *Pectines cardinati,* Roeder als *Spondylopecten* bezeichnet hat.

Das Schloss von *Spondylopecten* ist von Roeder vortrefflich beschrieben worden, und ich kann mich seiner Darstellung in allen Punkten anschliessen. „Neben der Bandgrube liegen unter der Area jederseits Zähne und zwar ist der vordere bedeutend grösser, vorausgesetzt, dass der hintere nicht theilweise abgebrochen ist, was bei meinen Exemplaren immerhin möglich wäre. Prof. Quenstedt hebt diese Ungleichheit der Zähne jedoch auch für seinen *Pecten globosus*, auf den ich gleich noch zu sprechen komme, hervor [auch bei den mir vorliegenden Stücken sicher nachzuweisen. Verf.], deshalb scheint sie also normal zu sein. Der grosse Vorderzahn ist löffelförmig in die Höhe gekrümmt und zeigt auf der der Area zugekehrten Seite senkrechte, parallele Streifen; der Hinterzahn ist klein und undeutlich, er erhebt sich kaum über die Area. Ausserdem ist der gerade Schlossrand, vorn der Oberrand des Ohres mit feinen, senkrechten Kerben versehen.“ Von der linken Schale liegt mir, wie auch seiner Zeit Roeder, kein besser erhaltenes Schlosspräparat vor; ich konnte nur consatiren, dass den Zähnen der rechten Klappe geriefte Zahngruben entsprechen, was jedoch von vornherein anzunehmen war.

Textfigur 6.



Pecten globosus Qu. Weisser Jura ε. Nattheim. Schloss der rechten Klappe von oben gesehen. Vergr.

Textfigur 7.



Dasselbe, von unten gesehen. Vergr.

---

[1]) Handbuch Petrefaktenk., II. Aufl., 1862, p. 605, t. 51, f. 45.

Berechtigt uns nun der eben geschilderte Schlossbau von *Spondylopecten*, eine nahe Verwandtschaft dieser Gattung mit *Spondylus* anzunehmen, etwa in ihr die Stammform von *Spondylus* oder eine Uebergangsform von *Pecten* zu *Spondylus* zu sehen? Ich glaube, nein. Das Hauptkennzeichen für die Spondyliden ist die absolute Symmetrie ihrer Schlosselemente, die Neumayr veranlasst hat, sie als Isodonten in eine besondere Gruppe zu stellen. Ein *Spondylus*, eine *Plicatula* mit unsymmetrischem Schloss existirt nicht, was um so auffälliger ist, als viele Vertreter dieser Gattungen durch Festwachsen eine höchst unregelmässige äussere Form erhalten. Bei *Spondylopecten* sind jedoch die Zähne constant sehr ungleich, der vordere mag etwa das 6—10fache Volumen des hinteren besitzen. Bei *Spondylus* werden die Zähne der rechten Schale nach aussen von tiefen Zahngruben begrenzt, in die die Zähne der linken Schale hineinpassen; bei *Spondylopecten* fehlen derartige Zahngruben in der rechten Schale ganz und infolgedessen auch die Zähne in der linken; die linke Schale besitzt also nur Zahngruben. Ausserdem wächst *Spondylopecten* nicht fest, wie die meisten Spondyliden, und besitzt einen deutlichen Byssusausschnitt, der bei *Spondylus* niemals vorkommt. Auch die Form und Lage der Ligamentgrube bei *Spondylopecten* erinnert viel mehr an Pectiniden als an Spondyliden.

Alles in Allem scheint mir die Aehnlichkeit von *Spondylopecten* und *Spondylus* durchaus nicht so gross zu sein, als Roeder behauptet. Die Ausbildung einer Area wie das Auftreten von Zähnen bei *Spondylopecten* sind möglicherweise ganz secundäre Erscheinungen, die im Zusammenhang mit der starken Aufblähung der Schalen stehen. Es ist mir ausserordentlich wahrscheinlich, dass die Aehnlichkeit von *Spondylopecten* und *Spondylus* lediglich auf Convergenz, nicht auf phylogenetischen Beziehungen zwischen beiden Gattungen beruht. Ich sehe in *Spondylopecten* um so weniger ein Bindeglied zwischen Pectiniden und Spondyliden oder etwa die Stammform der letzteren, als ich zu der Annahme neige, dass der Spondylidenstamm ebenso alt ist wie der der Pectiniden und dass die Ahnen von *Spondylus* zahnlose Formen waren, die etwa im Jung-Palaeozoicum oder in der Trias existirt haben können. Nach meiner Auffassung, die sich darin mit der Quenstedt's deckt, ist *Spondylopecten* nichts anderes als ein aberranter Zweig der Pectiniden.

---

2. Ueber ein Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen nördlich des Fränkischen Jura.

Von Herrn H. Thürach in Heidelberg.

Die geringe Erhebung der Wasserscheide zwischen der Altmühl bei Graben unfern Treuchtlingen und dem obersten Theil des Thales der schwäbischen Rezat (Altmühlthal 413 m, Wasserscheide bei Grönhard 421 m), die breite Entwickelung und die Vertorfung des letzteren bei der Wasserscheide, die breite terrassenartige Ausdehnung der den Untergrund der Wasserscheide aufbauenden Sande und sandigen Lehme entlang der Fossa Carolina und die Beschaffenheit der Sande selbst machen es zweifellos, dass die Altmühl, bei Treuchtlingen aus ihrer südöstlichen Richtung scharf gegen Norden umbiegend, einst ihren Lauf in das Thal der heutigen schwäbischen Rezat und weiterhin zum Maine nahm. Dieser Altmühllauf ging in früherer Zeit über Graben, später wahrscheinlich südlich um den Nagelberg herum über Dettenheim in das Rezatthal, obschon die Wasserscheide zwischen Dettenheim und dem Nagelberg höher liegt als bei Graben. Das rührt jedoch daher, dass die östlich von Dettenheim von den Jurabergen herabkommende Rezat hier einen etwa 5 m hohen, jungdiluvialen und recenten Schuttkegel auf die alte Thalsohle des Altmühlthales aufgeschüttet hat, der sich jetzt gegen Norden auch auf die vertorfte Niederung ausbreitet. Ich habe durch Bohrungen unter dem aufgeschwemmten sandigen Lehm im Untergrund den Torf noch weiter südlich, gegen Dettenheim zu, nachzuweisen vermocht. Bemerkenswerth ist, dass auch jetzt noch die Rezat sowohl gegen Norden zur Regnitz, als durch die Fossa Carolina, den alten Kanalbau Kaiser Karl's des Grossen, hindurch zur Altmühl abgeleitet werden kann. Zu bedauern aber ist, dass durch die Anschwemmungen des Baches der obere Theil des Kanals zum grossen Theil zugeschüttet worden ist und voraussichtlich hierdurch noch weiter aufgefüllt werden wird.

In dieses alte Altmühlthal mündeten nach der mit demselben übereinstimmenden Breitenentwickelung in der jüngeren Tertiär-

und älteren Diluvialzeit bereits mehrere aus dem Jura kommende Seitenthäler, namentlich das ausgedehnte Gundelsheimer Thal mit dem Möhrenbach, das Schambachthal, das Büttelbrunner Thal und höchstwahrscheinlich auch ein dem heutigen Altmühlthal entsprechendes, gegen Südosten ansteigendes Thal, welches vielleicht an der engsten Stelle des ersteren, bei Solnhofen, wo auch der Haupthöhenzug des fränkischen Jura, die alte europäische Wasserscheide (vom Raitenbucher und Scherrnfelder Forst über Solnhofen nach Büttelbronn verlaufend), das Thal trifft, seinen Anfang nahm. Oestlich von Solnhofen und von Mörnsheim an gegen Westen aufwärts bis Monheim reichend mag sich dann gegen Ende der Tertiärzeit ein Thalsystem herausgebildet haben, welches in seinem weiteren östlichen Verlaufe dem heutigen Altmühlthal entspricht.

Wann der Durchbruch der Altmühl zwischen Treuchtlingen und Dollenstein zur Donau erfolgte, lässt sich noch nicht bestimmt angeben; wahrscheinlich fällt er in die mittlere Diluvialzeit, in die Zeit zwischen der Bildung der Deckenschotter und der Hochterrassenschotter, wie weiter unten gezeigt werden wird.

Im unteren Theil des Altmühlthales, bei Kinding und Riedenburg, hat v. Gümbel Gerölle alpiner Gesteine nachgewiesen, ebenso in dem, jetzt nur theilweise von Bächen durchflossenen Trockenthale zwischen der Donau bei Steppberg und der Altmühl bei Dollenstein. Diese Vorkommen, sowie die gleichmässige, breite Entwickelung dieses Trockenthales wie auch des Altmühlthales zwischen Dollenstein und Kehlheim, mit weiten Curven, die sich nur an wenigen Stellen auf einen Radius von 500 m verengen, beweisen, dass hier einst die ganze Donau hindurch geflossen ist. Doch ist es nach der Bildungsgeschichte des bayerischen alpinen Vorlandes wahrscheinlich, dass dieses durch den Jura hindurchführende Donauthal nicht das älteste Thal dieses Flusses darstellt, dass vielmehr der älteste Ablauf der Gewässer gegen Osten dem südlichen Rande des Juragebirges entlang stattfand, jedoch in einer noch höheren Lage, als sie jetzt die Deckenschotter am unteren Lech und bei Burgheim einnehmen.

Zur Zeit der Bildung der Deckenschotter hat die Donau bereits ihren Lauf durch das Juragebirge genommen, wenigstens lässt sich dies aus dem Vorkommen von Geröllanhäufungen alpiner Gesteine auf den Höhen zu beiden Seiten des südlichen Endes des Trockenthales, bei Rohrbach und Sigellohe, folgern. Dieselben liegen hier bis zur Höhe von 500 m, gehören nach ihrer Höhenlage also zum älteren Diluvialgeröll, dem Plateau- (oder Decken-) schotter (q^{1c} des Blattes Ingolstadt der bayr. geognost. Karte). Die stark gerundeten Gerölle sind meist taubenei- bis

faustgross, erreichen bei Sigellohe aber noch öfters die Grösse von 15 cm Durchmesser; dem Materiale nach sind es vorwiegend Quarze und Quarzite, unter denen die rothen Radiolarienkiesel als besonders charakteristisch für die alpine Abstammung in die Augen fallen. Geschiebe von Kalksteinen scheinen zu fehlen. Die Structur dieser hochliegenden Geschiebeanhäufungen konnte nicht weiter festgestellt werden. In den Kiesgruben zunächst südlich der Donau zeigt der Deckenschotter meist deutliche fluviatile Schichtung; gelegentlich vorkommende wirre Structur der obersten, bis zu 2 m Tiefe reichenden Lagen dürfte durch Auflockerungen durch Baumwurzeln u. dergl. erzeugt worden sein. Weiter nördlich und östlich sind auf den Höhen zu beiden Seiten des Trockenthales und des weiter abwärts liegenden Altmühlthales alpine Deckenschotter bis jetzt nicht nachgewiesen worden.

Die von v. Gümbel untersuchten Ablagerungen mit alpinen Geschieben liegen in oder nahe der Sohle des alten Donauthales und entsprechen in ihrer Höhenlage dem Hochterrassenschotter, der mittleren Diluvialzeit. Dieser alpine Hochterrassenschotter befindet sich südlich der Donau bei Burgheim in einer Meereshöhe von 400—406 m, am südlichen Eingang in das Donautrockenthal zwischen Mauern und Ellenbrunn in 403 m. Weiter abwärts im Trocken- und Altmühlthal ist er bis auf die oben genannten Vorkommen von jüngeren Anschwemmungen überdeckt, dürfte im Untergrund der Thalsohle aber noch an vielen Stellen vorhanden sein. Besonders mächtig sind diese jüngeren Aufschüttungen im Trockenthal an der Wasserscheide zwischen dem jetzigen Schutter- und dem Riederthal bei Wielandshöfe und Ried, woselbst die alte Thalsohle bis 409 m Meereshöhe aufgefüllt wurde.

In dem alten Donauthale des Juragebirges findet sich ferner an vielen Stellen Löss. Da derselbe auf den das Thal begleitenden Höhen und in den Seitenthälern fehlt, so ist er hier wahrscheinlich als fluviatiler Absatz zu betrachten. Im oberen Altmühlthal kommen aber nur braune Lehme, kein kalkreicher Löss vor, man darf also annehmen, dass er durch Fluthen aus dem Donauthal herbeigeführt worden ist. Ausserdem ist jedoch der südliche Eingang in das Trockenthal bei Mauern durch Lösshügel so eingeengt, dass man mit Bestimmtheit annehmen muss, dass die Donau nach der Zeit der Lössbildung das alte Thal durch den Jura hindurch nicht mehr benutzt hat, sondern in der Lösszeit der Durchbruch zwischen Steppberg und Neuburg erfolgt ist, wo sich jetzt das Donauthal befindet. Der Lauf der Donau durch das jetzige Schutterthal über Nassenfels kann nach der Enge des Durchbruches am Schutterberg nordöstlich von Hütting nur verhältnissmässig kurze Zeit gedauert haben. Doch rührt

von diesem Laufe der Donau wahrscheinlich ein grosser Theil der ausgedehnten, von Löss überdeckten Schotterterrasse nördlich des Flusses bei Ingolstadt her. Auf Blatt Ingolstadt der geognostischen Karte ist dieselbe dem Hochterrassenschotter (q^{1b}) zugetheilt worden. Die Verlegung des alten Donauthales durch den Jura oberhalb Wellheim und die Bildung des Thales über Steppberg, Nassenfels und Ingolstadt würde darnach schon zur zweiten grossen Eiszeit erfolgt sein, und es hätte eine Inundirung des jetzt von der Altmühl durchflossenen Thales von der Donau her nur mehr durch Hochwasser stattgefunden, durch welche auch der hier vorkommende Löss zur Ablagerung gekommen wäre.

Vergleichen wir nun die Höhenverhältnisse zwischen dem alten Donauthal und dem Altmühlthal oberhalb Treuchtlingen, so ergiebt sich: Hochterrassenschotter im Trockenthal bei Mauern 403 m Meereshöhe, Sohle des heutigen Altmühlthales bei Dollenstein 396 m, bei Treuchtlingen 410 m, bei Graben 413 m, Wasserscheide gegen die Rezat bei Grönhard 421 m. Die Höhendifferenz zwischen Mauern und der Wasserscheide bei Grönhard beträgt also nur 18 m, und wenn wir berücksichtigen, dass diese Wasserscheide von einer mächtigen Sandablagerung gebildet wird, so können wir sie für gewisse Zeiträume sogar noch niedriger annehmen. Erinnern wir uns aber, dass die alpinen Deckenschotter auf den Höhen am Eingang in das Trockenthal bei Sigellohe sogar bis zu 500 m Meereshöhe ansteigen, so liegt die Vermuthung sehr nahe, dass die Donau oder ein Theil derselben einst durch das Altmühlthal von Dollenstein an aufwärts nach der Rezat, bezw. nach dem Main und Rhein abgeflossen ist.

Diese Annahme hat v. Gümbel früher gemacht und Penck hat sich ihm angeschlossen, indem er in seiner „Geographie des deutschen Reiches“, p. 168 schrieb: dass es „nicht wahrscheinlich ist, dass die Donau damals (zur ersten Zeit der Schotteranhäufungen) nicht bloss im Altmühlthale abwärts fliessend ihren heutigen Lauf wieder erreichte, sondern dass sie auch theilweise oder gänzlich jenem aufwärts folgte und sich in das Gebiet des fränkischen Beckens zum Main hin ergossen hat.“ Diese Anschauung hat v. Gümbel jedoch später wieder fallen lassen, wenigstens findet sie weder in der Geognostischen Beschreibung der fränkischen Alb noch in dem zweiten Bande der Geologie von Bayern Ausdruck, wahrscheinlich deshalb, weil er nördlich der Alb, im Regnitzgebiet, keine Geschiebe alpiner Gesteine gefunden hat. Für die Geröllablagerungen von Weissenburg giebt er[1]) sogar ausdrücklich an, dass „Gesteine des Fichtelgebirges oder der

[1]) Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb, p. 254.

Alpen unter diesen Rollstücken nicht beobachtet wurden." Solche alpine Geschiebe habe ich aber nunmehr bei Treuchtlingen zu finden vermocht.

Dicht bei Treuchtlingen und östlich vom Städtchen liegt, rings von der Thalniederung umgeben, eine Hügelgruppe, deren bedeutendere Erhebungen auf der geognostischen Karte, Blatt Neumarkt, mit 3 Namen bezeichnet sind: Weinberg, Bürstelberg und Gablingberg. Am nordöstlichen Gehänge des mittleren Hügels, am Bürstelberg, gegen Schambach zu, fand ich schon vor mehreren Jahren eine Geröllablagerung, welche ich in diesem Frühjahre nochmals genauer untersuchte. Sie ist auf der geognostischen Karte nicht angegeben und hat auch nur eine verhältnissmässig geringe Verbreitung, vom Waldrand bis etwa 50 m nördlich davon in's Feld hinein. Die obere Grenze derselben liegt nach Messungen mit dem Holosteric-Barometer etwa 20 m über der Thalniederung, für welche 411 m Meereshöhe anzunehmen sind; sie befindet sich also in 431 m Höhe. Ein eigentlicher Aufschluss fehlt. Es lässt sich daher auch nicht angeben, welche Mächtigkeit die Geröllmasse besitzt. Doch dürfte dieselbe wenigstens ein paar Meter betragen. Dicht darunter scheinen röthlichgraue Thone zu lagern.

Die Gerölle sind wechselnd 1—10 cm gross und meist stark gerundet. Dem Material nach bestehen sie vorwiegend aus weissen, grauen und röthlichen Quarzen und Quarziten, sowie quarzitischen Sandsteinen, wie sie als Geschiebe in den grobkörnigen Keupersandsteinen der Gunzenhausener Gegend, aber auch im Deckenschotter der Gegend von Burgheim und auch in der sandigen Albüberdeckung der Gegend von Monheim vorkommen. Sehr häufig findet man ferner schwarze, weiss geaderte Lydite, die ebenfalls in den Keupersandsteinen und auch in der sandigen Albüberdeckung enthalten sind. Geschiebe von quarzitischen Sandsteinen des mittleren Keupers habe ich nicht zu erkennen vermocht. Dagegen lassen sich nicht selten hellfarbige bunte Feuersteine, welche als Keupercarneole zu deuten sind, auflesen. Ferner fand ich Gerölle von rhätischem und liasischem Sandstein und besonders von Eisensandsteinen des braunen Jura, aber auch von Sandsteinen, welche weder mit Keuper- noch mit Jurasandsteinen völlig übereinstimmen. Nicht selten sind die gelben Hornsteine des weissen Jura, die häufig nur geringe Rundung zeigen. Ein hellbräunlicher, roth gebänderter Hornstein enthält nach freundlicher Bestimmung von Herrn Dr. Schalch eine Schale des *Pecten (Camptonectes) lens* Sow., stammt also wahrscheinlich aus dem oberen braunen Jura. Dann aber fanden sich auch verkieselte Gesteine, stark gerundet und voll schlecht erhaltener Versteine-

rungen, welche nicht aus dem Juragebirge stammen und auch im fränkischen Keuper nicht bekannt sind. Endlich fand ich einige rothe, von weissen Quarzadern durchzogene, gerundete Kiesel, welche ganz auffallend an die rothen alpinen Radiolarienkiesel erinnerten. Ich liess von zweien derselben Dünnschliffe herstellen, und die Untersuchung ergab, dass dieselben sehr reichlich Radiolarien enthalten, z. Th. noch mit erhaltener Schale, und dass die Uebereinstimmung mit Radiolarienkieseln des Rheinkieses ein vollkommene ist. Auch mein College, Herr Dr. Schalch, konnte diese Ueberzeugung gewinnen. Damit ist der Nachweis erbracht, dass in Geschiebe-Ablagerungen bei Treuchtlingen Gesteine aus den Alpen enthalten sind. Krystallinische Gesteine des Grundgebirges habe ich nicht gefunden. Doch sind dieselben auch im Deckenschotter von Sigellohe sehr selten.

Wo die Geschiebemasse ziemlich rein aus der Ackererde hervortritt, zeigt sich, dass Kalksteingeschiebe fehlen. Die zahlreich umherliegenden, meist eckigen Brocken von Jurakalk scheinen nur von der anstehenden Kalkmasse des Bürstelberges abgerollt zu sein, aber nicht zu dieser diluvialen Bildung zu gehören.

Die Geröllablagerung ist nach ihrer Zusammensetzung zweifellos eine Anschwemmung der aus dem Keupergebirge kommenden Altmühl und der hier einmündenden, aus dem Juragebirge kommenden Bäche. Die ursprünglich sicherlich auch darin enthaltenen Kalksteingeschiebe sind später durch Auslaugung zerstört worden. Auf welchem Wege sind aber die alpinen Radiolarienkiesel dahin gelangt? Penck hat angenommen, dass die Donau theilweise oder gänzlich dem Altmühlthale aufwärts folgte und sich nach dem Main hin ergossen hat. Diese Annahme hat zur Voraussetzung, dass das Altmühlthal zwischen Treuchtlingen und Dollenstein damals, bezw. vorher, schon existirte und dass die Altmühl schon durch den Jura floss, bei Dollenstein in die Donau mündete und mit dieser bei Kehlheim das heutige Donauthal erreichte.

Dass die ganze Donau einst von Dollenstein an aufwärts nach dem Rezatthale zu floss, ist keinenfalls anzunehmen, dazu ist das Altmühlthal zwischen Dollenstein und Treuchtlingen zu eng, selbst wenn man eine höhere Thalsohle annimmt, und besonders zu eng sind die zahlreichen Schlingen und Windungen, welche dieses Thal zeigt. Jede gute topographische Karte lässt den auffallenden Unterschied in der Ausgestaltung des Altmühlthales oberhalb und unterhalb Dollenstein erkennen. Unterhalb Dollenstein floss die Donau, das aufwärts liegende Thal aber entspricht einem kleineren Flusse. Ist aber auch nur ein Theil der Donau durch die Altmühl aufwärts geflossen, so muss da-

durch der bisherige Lauf der Altmühl geändert und nach dem Maine hin abgelenkt worden sein.

Die besprochene Geröllablagerung am Bürstelberg bei Treuchtlingen liegt in einer Meereshöhe von 426—431 m, die Wasserscheide gegen das Rezatthal nur in 421 m. Folglich ist die erstere älter als die Sande, welche die Wasserscheide aufbauen. Denn wäre sie jünger als diese, so müsste sie sich über dieselben ausbreiten und doch irgendwo erhalten haben. Namentlich sollte man in den breiten, durch zahlreiche Sand- und Kiesgruben aufgeschlossenen Diluvialterrassen von Weissenburg etwas davon finden. Aber dort kommt keine Spur davon vor (vgl. pag. 626). Dort findet man sogar sehr selten Geschiebe aus dem Keupergebiet im Oberlaufe der Altmühl. v. GÜMBEL[1]) erwähnt „spärliche Geschiebe, die aus zerstörtem Keuper herzustammen scheinen". Ich fand bei Weissenburg nur Sand, der z. Th. von der Altmühl gebracht worden sein dürfte, und Geschiebe aus dem Juragebirge, die mit viel gelbem Sand des braunen Jurasandsteins aus den hier einmündenden Seitenthälern stammen.

Da die Sand- und Geröllablagerungen bei Weissenburg eine gewisse Beurtheilung der Altersverhältnisse gestatten, seien dieselben noch kurz besprochen. Ein paar Detailprofile hat v. GÜMBEL a. a. O., p. 254 mitgetheilt. Man kann bei Weissenburg auf der linken wie auf der rechten Thalseite der Rezat in der sich 12—15 m hoch über die jetzige Thalsohle erhebenden Terrasse zwei Stufen der Sand- und Geröllablagerungen unterscheiden. Die obere Stufe bildet die Decke und besteht vorwiegend aus meist nur wenig gerundetem Kies von Kalksteinen des weissen Jura, dem sich Gerölle von eisenreichen Gesteinen des braunen Jura und Quarzsand beimengen. Der Kies ist durchweg gut geschichtet und enthält Einlagerungen von Quarzsand und sandigem Lehm. Die Oberfläche ist stark zersetzt und wird von einem tiefbraunen, aus den verwitterten Kalksteingeschieben entstandenem Lehm gebildet. In den Aufschlüssen sieht man, wie dieser Lehm sich bis auf 1,5 m Tiefe in Form geologischer Orgeln in die Kiesmasse hinabsenkt, während dazwischen unregelmässige, ausgezackte Pfeiler des Kieses emporragen. Manche Kiesnester sind schon gänzlich von Verwitterungslehm umhüllt. Die Mächtigkeit dieser oberen Diluvialstufe beträgt 2—4 m.

Unter dieser kalkreichen, kiesigen Deckschicht folgt, durch eine unregelmässige, wellige Erosionsfläche abgegrenzt, die untere Stufe, welche sich vorwiegend aus gelben und weiss-

[1]) Geogn. Beschr. d. fränkischen Alb, p. 253.

lichen oder hellröthlichen, wohlgeschichteten Sanden und Streifen von feinem Kies aufbaut. Dieser Kies besteht aber nur aus eisenreichen, tiefbraunen Geschieben des braunen Jura und ausserdem aus hohlen Geschieben, welche einst Kalkstein waren und von denen nur eine thonige Brauneisensteinschale erhalten blieb. Die grosse Masse der früher vorhandenen Geschiebe von Weissjura - Kalkstein mag, ohne deutliche Reste zu hinterlassen, verschwunden sein. In vielen schwarzbraunen Lagen ist reichlich Manganoxyd sowie Brauneisenstein in dicken Schwarten abgeschieden worden, besonders im oberen Theil. In den obersten Lagen findet man in diesen Brauneisensteinschwarten oft noch einzelne Kalksteingerölle eingeschlossen, die tieferen Schichten sind völlig entkalkt. In den Sandgruben auf der westlichen Seite des Rezatthales, westlich der Lehenwiesenmühle, sind den Sanden zahlreiche Lagen von grauem und braunem, oft feinsandigem Thon eingeschaltet. In den Sandgruben bei Weissenburg ist die untere Stufe bis 6 m mächtig aufgeschlossen, bei Ellingen misst sie bis 10 m.

Vergleicht man die Diluvialbildungen bei Weissenburg mit solchen anderer Gegenden, z. B. der pfälzischen Rheinebene, so ist es für die untere Stufe bei Weissenburg nach der Erscheinung der Entkalkung, nach dem Aufbau aus Sanden, Thonen und auch Brauneisensteinschwarten — die jedoch nur eine secundäre Bildung darstellen —, nicht unwahrscheinlich, dass sie den oberen Schichten der pfälzischen Klebsande, welche ich als Freinsheimer Schichten bezeichnet habe, entspricht. Dieselben wurden früher zum Ober-Pliocän gestellt. Wenn man ihnen ein sehr jugendliches Alter geben will, so wären sie mit dem alpinen Deckenschotter zu parallelisiren. In diese Bildungsperiode könnten auch die unteren Weissenburger Sande gehören, denn die überlagernden, an Kalkgeschieben reichen Kiese entsprechen nach der tiefen oberflächlichen Zersetzung sehr wahrscheinlich dem Hochterrassenschotter. Ob echter Lösslehm diese Kalksteinschotter bei Weissenburg irgendwo überlagert, ist noch nicht sicher nachgewiesen. Die Sande der unteren Stufe erheben sich auf der westlichen Thalseite über dieselben und tragen eine Decke von braunem, dem Löss entsprechendem Lehm.

Zu der unteren Stufe der Weissenburger Sande sind auch die an der Fossa Carolina ausgegrabenen, hellröthlichen, dem Altmühlthal entstammenden Sande zu stellen. Nach der oben gegebenen Darlegung sind diese aber jünger als die Geröllablagerung am Bürstelberg bei Treuchtlingen; letztere müsste also in die älteste Zeit der Deckenschotterbildung, an den Anfang der Diluvialzeit zu setzen sein.

Eine Kies- oder Schotterbildung der Altmühl, welche zum Hochterrassenschotter zu stellen wäre, scheint zwischen Treuchtlingen und Weissenburg auf den altdiluvialen Sanden zu fehlen. Man findet, wie bei Weissenburg, überall nur die Kalksteinschotter der Bäche des Juragebirges. Es ist daher wahrscheinlich, dass der Durchbruch der Altmühl zur Donau in der Zeit zwischen der Ablagerung der Deckenschotter und der Hochterrassenschotter erfolgt ist, in welche Periode in dem schweizerischen und schwäbischen voralpinen Gebiet bis östlich zum Lech bekanntlich die bedeutendste Thalbildung der Diluvialzeit fällt. Wäre er erst später erfolgt, so würden die Sandablagerungen zwischen Treuchtlingen, Weissenburg und Ellingen sich wohl kaum in solcher Ausdehnung erhalten haben. Nach dem Durchbruch der Altmühl zur Donau trat in dem neuen Thale und weiter aufwärts die Erosion ein, welche dasselbe bis unter die heutige Thalsohle vertiefte. Nach den Verhältnissen in der Gegend oberhalb Gunzenhausen, wo die mitteldiluvialen, von braunem Lehm überdeckten Geröllablagerungen bis nahe an die Thalsohle herantreten, wie nach denjenigen in dem alten Donauthal des Juragebirges, dürften die Hochterrassenschotter der Altmühl unterhalb Gunzenhausen im Untergrund der heutigen breiten Thalsohle liegen. An vielen Stellen treten die gelbbraunen Lehme der Lösszeit an die heutige Thalsohle heran, bezw. reichen bis unter dieselbe, und mehrfach schon hat man in der Tiefe der Thalsohle, wie auch nach Hochwassern in Strudellöchern der Altmühl die grossen Knochen und Zähne des Mammuths gefunden. Ich selbst habe im Jahre 1887, durch Bewohner der Gegend aufmerksam gemacht, an einer tiefen Stelle der Altmühl unterhalb Herrieden solche Knochen im Flusse liegen sehen.

So sprechen alle Verhältnisse dafür, dass die Geröllablagerung am Bürstelberg bei Treuchtlingen in der ältesten Periode der Diluvialzeit entstanden ist.

Nach der flachen südlichen und südöstlichen Neigung der Juraschichten des vorliegenden Gebietes ist es wahrscheinlich, dass der Ablauf der Gewässer auf dem Juragebirge ursprünglich gegen Südosten ging. Ob aber der Ablauf des Wassers im Keupergebiet des oberen Altmühlthales zur Tertiärzeit schon wie heute durch den Jura hindurch zur Donau erfolgte, ist mindestens sehr zweifelhaft. Wir wissen, dass bereits in der Ober-Miocänzeit nördlich des in Betracht kommenden Gebirgsabschnittes eine tiefe Thalmulde existirte, in welcher in grosser Ausdehnung in einer Längenerstreckung von gegen 30 km, von Bubenheim bei Treuchtlingen bis Roth an der Rednitz obermiocäne Süsswasserkalke zum Absatz kamen. Die Höhenlage dieser Tertiärkalke

(am Bubenheimer Berg 473 m, bei Pleinfeld und Georgensgmünd 400—380 m) deutet an, dass diese Thalmulde bereits in der Richtung des heutigen Rezat-Rednitzthales geneigt war, bezw. dass dieses Thal schon zur Tertiärzeit existirte, so dass es höchstwahrscheinlich ist, dass die von der Frankenhöhe kommende Altmühl dasselbe schon zur Tertiärzeit zu ihrem Ablauf nach dem Maine benützt hat. Jedenfalls sind uns keine Thatsachen bekannt, welche einen vor- oder altdiluvialen Lauf der Altmühl durch den Jura hindurch zur Donau beweisen.

Wollen wir uns unter dieser Voraussetzung das Vorkommen alpiner Geschiebe bei Treuchtlingen durch den Transport von aus dem Donauthal kommendem, fliessendem Wasser erklären, so müssen wir annehmen, dass die Donau zur älteren Diluvialzeit in dem alten, durch den Jura führenden Thale in um wenigstens 35 m höherer Lage floss, als sie das Altmühlthal bei Dollenstein jetzt besitzt, oder dass sie ihr Bett sehr hoch mit Geschieben ausgefüllt hatte, so dass das Wasser über die alte, vielleicht schon tiefliegende Wasserscheide bei Solnhofen in das (oben p. 624 erwähnte) Seitenthal übertreten und auf diese Weise in das tiefer liegende Altmühlthal Geschiebe bringen konnte.

Eine ähnliche Erklärung ergiebt sich, wenn wir mit Penck annehmen wollen, dass das Altmühlthal vorher schon existirte. Auch in diesem Falle müsste die Donau ihr Thal mit Geröllmassen allmählich angefüllt haben und zwar rascher und höher als die Altmühl ihr Bett. Das Wasser der Altmühl wurde dann zurückgestaut, der untere Theil ihres Thales füllte sich mit Geschiebemassen der Donau und schliesslich, als die Donau ihren höchsten Stand erreicht hatte, floss das Wasser zum Maine ab. Man könnte auch annehmen, dass das Donauthal zwischen Dollenstein und Kehlheim durch Eismassen gesperrt und dadurch der Fluss genöthigt wurde, für kurze Zeit seinen Weg zum Main zu nehmen und das untere Altmühlthal mit Geschiebemassen der Donau aufzufüllen.

Dieser Abfluss der Donau zum Main könnte jedoch in allen Fällen nur sehr kurze Zeit angedauert haben, wie wir aus folgenden Erwägungen schliessen müssen.

Die Thalsohle der Altmühl bei Dollenstein liegt jetzt in 396 m Meereshöhe, bei Kehlheim in 341 m. Das Thal hat auf dieser Strecke eine Länge von etwa 90 km, das Gefälle beträgt 55 m, also 0,61 ‰. Ziemlich ebenso gross mag dasselbe zur Zeit der Bildung der Hochterrassenschotter gewesen sein. Wie es zur Zeit der Deckenschotterbildung war, lässt sich schwer sagen. Nach den Untersuchungen Penck's [1]) sind die Verschie-

---

[1]) Geographie des deutschen Reiches, p. 168.

denheiten in der Ausbildung der Diluvialterrassen in den Gebieten westlich und östlich des Lechs dadurch zu erklären, „dass dessen rechtes bayerisches Ufer während der Diluvialperiode um ungefähr 50 m gegenüber seinem linken schwäbischen Ufer gesenkt worden ist.“ Ob und wie weit sich diese Lagerungsstörungen in die Alb hinein fortsetzten und wie weit sie dort etwa die Thalbildung beeinflusst haben, ist nicht bekannt. Ich will also auch mit diesem unbekannten Factor nicht rechnen.

Die Länge des Altmühlthales von Dollenstein aufwärts bis Treuchtlingen beträgt 24 km. Um unter Einrechnung des Rezat- und Rednitzthales zu einer Thallänge von 90 km zu gelangen, müssen wir bis Fürth gehen. Die Thalsohle der Regnitz liegt daselbst in 287—285 m Meereshöhe, also sehr viel tiefer als das Donauthal bei Kehlheim. Die höchst gelegenen Diluvialschotter der Regnitz befinden sich nach den Untersuchungen BLANCKENHORN's[2]) südlich von Steudach bei Erlangen 42 m über dem Regnitzniveau. Das würde, auf die naheliegende Gegend von Fürth übertragen, eine Meereshöhe von 329 m ergeben. BLANCKENHORN selbst parallelisirt diese Schotter mit dem Deckenschotter. Sie könnten der Geröllablagerung am Bürstelberg bei Treuchtlingen entsprechen, welche in 431 m Höhe liegt. Für diese Deckenschotter ergiebt sich dann auf der nur 66 km langen Strecke ein Gefälle von 102 m oder von 1,55 ‰, also sehr viel grösser als wie für das untere Altmühlthal oder für das benachbarte heutige Donauthal. Auch weiter abwärts an der Regnitz wie am Main ist das Gefälle der heutigen Thalsohlen und auch der alten Schotterterrassen sehr viel grösser als dasjenige des Donauthales.

Wie der Untergrund des alten Thales zwischen Treuchtlingen, Fürth und weiter abwärts beschaffen war, lässt sich bestimmt angeben: weiche Sandsteine und Mergel des braunen Jura, Mergel und Sandsteine des Lias, Thone, Mergel und grossentheils sehr weiche, leicht zerstörbare Sandsteine des Keuper. Wenn jemals die ganze grosse Wassermasse der Donau und des Lechs oder auch nur ein grösserer Theil derselben dieses Thal durchfluthet hätte, nur verhältnissmässig kurze Zeit hindurch, so hätte die bei dem Gefälle von 1,55 ‰ mächtig wirkende Erosion rasch eine Vertiefung der Thalsohle herbeiführen müssen, welche sich leicht bis Dollenstein und weiter donauaufwärts fortsetzen konnte, da hier nur lose Geschiebemassen den Untergrund der Thalsohle bilden konnten. Die schliessliche Folge wäre gewesen, dass die Donau dauernd ihren Lauf nach dem Maine genommen hätte

[1]) Das Diluvium der Umgegend von Erlangen, p. 38.

und ihn wahrscheinlich auch jetzt noch nehmen würde. Aber es lässt sich ja schliesslich annehmen, dass nur gerade soviel Wasser der Donau nach dem Maine zu floss, als nöthig war, um einige alpine Geschiebe nach Treuchtlingen zu bringen, dass dann die Sperre im weiter abwärts liegenden Theil des Donauthales sich löste oder dass eine Einsenkung der Alb stattfand, welche die Donau in die alten Bahnen leitete.

So erregt die so einfach scheinende Erklärung des Vorkommens von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen als Ablagerungen der Donau doch auch grosse Bedenken.

Wenn man diese Erklärung aber nicht annehmen will, so kommt wohl nur noch eine in Betracht, sie liegt in der Annahme eines grossen, aus den Alpen kommenden Gletschers, der sich in der nordöstlichen Fortsetzung des Lech- und Donauthales auf die Alb schob und bis auf die europäische Wasserscheide bei Solnhofen reichte. Dessen nach Norden, zum Main hin abfliessende Gletscherwasser müssten dann die alpinen Geschiebe nach Treuchtlingen gebracht haben.

Für diese Annahme will ich nur die Möglichkeit erörtern; einen Beweis bietet die Geröllablagerung am Bürstelberg bei Treuchtlingen dafür allein noch nicht, so lange für die Bildung derselben noch eine andere Erklärung zulässig ist.

Blatt Ingolstadt der bayerischen geognostischen Karte enthält die Darstellung der Verbreitung der Deckenschotter (Plateauschotter, q^{1c}) am unteren Lech. Es zeigt, dass dieselben an den am weitesten östlich gelegenen Punkten im Allgemeinen höher liegen als nahe dem heutigen Lechthal, dass sie östlich der Linie Pöttmes—Neuburg gänzlich fehlen, aber bei Rennertshofen noch auf die nördliche Seite des Donauthales übertreten und zwar liegen sie, wie bereits erwähnt, auf den Höhen zu beiden Seiten des südlichen Einganges des einst von der Donau durchflossenen Trockenthales, woselbst sie zugleich ihre nördlichste bekannte Verbreitung erreichen.

Verfolgen wir weiter das Trockenthal und Altmühlthal, so deuten uns die starken Thalwindungen an, dass wir es hier mit einem Erosionsthal zu thun haben. Auf den Höhen sehen wir in grosser Verbreitung die thonige und sandige Albüberdeckung und in letzterer zu beiden Seiten des Trockenthales an vielen Stellen (durch rothe Kreuzchen bezeichnet) die Blöcke von Quarzit bezw. quarzitischem Sandstein, welche ursprünglich dem Tertiär angehören. Wir können diese Quarzitblöcke bis an das Altmühlthal, bis auf die Höhen von Solnhofen verfolgen. Nördlich des Altmühlthales aber fehlen sie ebenso, wie weiter westlich, in der Gegend von Monheim, oder weiter östlich in der Gegend nördlich

von Ingolstadt. Die Blöcke finden sich theils einzeln, theils zu vielen mit losem Sand zusammengelagert und bilden dann förmliche Wälle auf den Höhen der Alb. [1])

Es ist gewiss nicht zweifelhaft, dass viele Vorkommen dieser Quarzite ganz einfach als Verwitterungs- bezw. Auswaschungsreste von anstehendem Tertiär zu deuten sind. Auf den Höhen zu beiden Seiten des Trockenthales aber erinnern sie öfters an Moränenwälle.

Nehmen wir an, es seien solche, so müssten sie wohl durch einen Gletscher erzeugt worden sein, der, von Südwesten kommend, seinen Ursprung in den Alpen nahm. Das an den Höhen der Alb sich stauende Eis würde zunächst das sandige Tertiär aufgearbeitet und so die wesentlich aus Sand und Quarzitblöcken bestehenden Wälle bezw. eine sandige Grundmoräne erzeugt haben. Später allerdings müsste der Gletscher auch Geschiebe alpiner Gesteine auf die Höhen der Alb gebracht haben, wo sie, wenn wir von den Ablagerungen bei Sigellohe und Rohrbach unfern Rennertshofen absehen, bis jetzt jedoch nicht nachgewiesen worden sind. Aber vielleicht sind sie hier ebenso übersehen worden, wie die Geröllablagerung am Bürstelberg bei Treuchtlingen.

Gelänge es, auf den Höhen SW. von Solnhofen oder auch auf denen südlich von Mörnsheim — jedoch entfernt vom alten Donau- oder vom Altmühlthal, denn hier könnten es noch hochliegende Deckenschotter sein — solche Geschiebeablagerungen nachzuweisen, so wäre die einstige Existenz einer so grossen, der grössten quartären Vereisung, deren Spuren von zahlreichen Forschern an den entlegensten Orten schon gefunden wurden, erwiesen. Dann wäre es auch nicht mehr zweifelhaft, dass die alpinen Gesteine in der Geröllablagerung bei Treuchtlingen einer Grundmoräne entstammen, die durch einen alpinen Gletscher auf den Höhen des fränkischen Jura zur Ablagerung kam, dass es also fluvioglaciale Schotter sind. Dann würden uns auch die merkwürdigen, höchstwahrscheinlich glacialen Erscheinungen auf den Höhen am Rande des Rieskessels, die Deffner und Fraas zuerst beobachteten, die ich bei Monheim wieder fand und die neuerdings auch Koken westlich des Rieskessels wieder feststellen konnte, bald völlig klar sein. Doch hätten diese nichts mit dem hier anzunehmenden alpinen Gletscher zu thun. Dieselben sind entweder Erscheinungen einer selbständigen Vereisung der Alb, wie vielleicht bei Monheim, oder durch einen Gletscher bedingt, der im Keupergebirge der Frankenhöhe seinen Anfang nahm.

In welche Periode der Quartärzeit diese grosse Eiszeit fallen

---

[1]) Vergl. diese Zeitschrift, XLVIII, 1896, p. 681.

müsste, kann nach den Altersverhältnissen der Geröllablagerung am Bürstelberg bei Treuchtlingen nicht mehr zweifelhaft sein; sie muss an den Anfang der Quartärzeit, an den Beginn der Deckenschotterbildung gesetzt werden.

Die Annahme einer solchen Vergletscherung würde auch gestatten, in sehr einfacher Weise die Bildung des merkwürdigen, durch den Jura hindurchführenden Erosionsthales, das während eines sehr grossen Zeitraumes von der Donau durchflossen worden ist, sowie die Verlegung des Donaulaufes in dieses Thal zu erklären, eine Erscheinung, die ohne eine solche Annahme überhaupt nur sehr schwer zu erklären sein dürfte. Denn dieses Erosionsthal führt durch ein 500 — 550 m hohes Kalkgebirge, während südlich desselben weiche, sandige Tertiärschichten lagern, deren Erhebung an der Grenze gegen die Deckenschotter durchschnittlich nur 450 m Meereshöhe beträgt und erst weiter südlich, bei Pöttmes, 500 m erreicht. Nehmen wir aber an, dass der Gletscher bis Dollenstein reichte, so ist die Bildung eines grossen Erosionsthales auf der Alb durch das vom Gletscherrande abfliessende Wasser leicht verständlich Mit dem Rückzuge des Gletschers gegen Süden musste auch die Thalbildung gegen Süden fortschreiten, und so kann man sich das jetzige Trockenthal bis Rennertshofen, bis zum heutigen Donauthal,, entstanden denken. Da gegen Neuburg zu wahrscheinlich mächtige Schottermassen abgelagert waren, welche die Erosion hinderten, so blieb der Ablauf des Wassers auch später noch durch das offene Thal im Jura bis zu seiner abermaligen Verlegung in der mittleren Diluvialzeit bestehen.

Soll diese Annahme eines grossen alpinen Gletschers, der bis auf die Höhen des fränkischen Jura reichte, aber nicht blosse Annahme bleiben, so muss es gelingen, auf diesen Höhen noch Geschiebe-Ablagerungen mit alpinen Gesteinen. sowie entsprechende andere Erscheinungen, wie z. B. Stauchungen an der Oberfläche der Plattenkalke, nachzuweisen. Soweit es meine Zeit gestattet, werde ich darnach suchen.

---

3. Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio (im Vicentin).

Von Herrn A. Tornquist in Strassburg.

Hierzu Tafel XX—XXIII.

II. Beitrag:

Die Subnodosus-Schichten.

In dem voraufgegangenen, ersten Beitrag zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio wurde mit der Beschreibung der Fauna der rothen, kieselreichen, tuffigen Kalke über dem Monte-Spitz-Kalke begonnen. Als häufigstes und ausgezeichnetstes Fossil dieses Horizontes haben wir *Ceratites subnodosus* (*emend.* Mstr.) Tornq. kennen gelernt.

Nach diesem Ammoniten bezeichne ich diese Schichten in Zukunft als *Subnodosus*-Schichten. Ich wähle umsoeher eine neue Bezeichnung, welche die Beziehungen zur alpinen und ausseralpinen Trias gemeinsam ausdrücken soll, da die frühere Horizontbestimmung dieser Schichten von v. Mojsisovics als „Buchensteiner-Schichten" einer starken Einschränkung bedarf.

Bisher waren zehn Arten aus diesen *Subnodosus*-Schichten bekannt, auf welche ihre stratigraphische Stellung basirt worden war; im Folgenden sind 41 Arten beschrieben, welche ein etwas anderes stratigraphisches Resultat ergeben haben. Die Seltenheit von Fossilien in diesem in der Gegend von Recoaro und besonders von Schio (im sogenannten Tretto) in grosser Verbreitung aufgeschlossenen Kalkstein-Niveau erklärt die bisherige, mangelhafte Kenntniss ihrer Fauna hinlänglich, und auch

heute noch habe ich die Ueberzeugung, dass später eine ganze Anzahl weiterer Formen in diesen Schichten gefunden werden können, vorläufig glaube ich allerdings, von den wenigen, wirklich einigermaassen ergiebigen Fundstellen im Tretto Alles fortgeführt zu haben, was vorhanden war. Wenn aber die Bauern ihre Steinblock-Mauern wieder frisch aufgebaut haben werden, so wäre wohl eine weitere Ausbeute durch ein neues Absuchen der Mauern zu erwarten.

Von den bisher bekannten Fossilien der *Subnodosus*-Schichten verdienen vor Allen die sechs von v. Mojsisovics in den „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz“ [1]) beschriebenen Cephalopoden Erwähnung; es sind dies:

Arpadites ex. aff. *A. Arpadis* Mojs.
— *trettensis* Mojs.
Trachyceras recubariense Mojs.
Trachyceras Curioni Mojs.
— *margaritosum* Mojs.
Hungarites Mojsisovicsi (Böckh) Mojs.

Ausser diesen sind bisher noch vier Brachiopoden-Arten von A. Bittner [2]) beschrieben worden. In den „Brachiopoden der alpinen Trias“ sind dieselben folgendermaassen benannt worden:

Rhynchonella cfr. *refractifrons* Bittn.
— *cimbrica* Bittn.
Rhynchonella teutonica Bittn.
Spirigera venetiana Bittn.

Anhangsweise erwähnt Bittner ferner noch eine grosse, glatte *Spiriferina*, eine keine *Waldheimia* und eine glatte *Rhynchonella*.

I. Die Fauna der Subnodosus-Schichten.

Cephalopoda.

Ammonitidae.

Ceratites (de Haan.) Waagen.

Diese Gattung zeigt in den vicentinischen *Subnodosus*-Schichten eine ganz eigenartige Entwickelung; sie ist durch zwei Formengruppen vertreten; erstens durch diejenige des *Ceratites nodosus*, welche in dem ersten Beitrag eingehend besprochen worden ist, zweitens durch diejenige des *Ceratites binodosus*, welche in vier sehr nahe verwandten Arten vorliegt, welche wegen Fehlens jeglicher Umbilicalsculptur in die engere Verwandschaft des *Ceratites binodosus* gehören.

Die Formengruppe des *Ceratites nodosus* ist durch den im deutschen Nodosenkalk gleichfalls vorhandenen *Ceratites subnodosus* emend. Mstr., *Ceratites nodosus* aut. pars., und durch eine wahr-

[1]) Abhandl. k. k. geol. R.-A., X, 1882.
[2]) Abhandl. k. k. geol. R.-A., XIV, 1890.

scheinlich mit *Ceratites nodosus* Brug. selbst identische Form vertreten, welche mir aber leider nicht vollständig mit allen Merkmalen vorliegt. Diese Formen sind bereits im ersten Beitrag ausführlich beschrieben und besprochen worden.

Was die zweite Formengruppe anbetrifft, so gehört dieselbe in die engste Verwandtschaft von *Ceratites binodosus*, doch gehört nur ein kleiner Theil der von v. Mojsisovics in die Formenreihe des *Ceratites binodosus* zusammengefassten Formen hierher und zwar sicher nur: *Ceratites binodosus, Ceratites Loretzi, Ceratites Abichi,* ferner aber „*Meekoceras*“ *Beneckei*, „*Meekoceras*“ *Ragazzoni* und „*Meekoceras*“ *corvarense*. Bei einigen anderen Arten kann ich die Verwandtschaft, ohne die Stücke zu kennen, nicht sicher behaupten; ferner gehören hierher aus den Reiflinger-Kalken *Ceratites glaber* v. Arth., *Ceratites* sp. nov. ind. v. Arth. und *Ceratites vicaricus*[1]) v. Arth. v. Mojsisovics hat diese Formenreihe zum Theil verkannt und sogar in zwei Gattungen untergebracht, nämlich in *Ceratites* und in *Meekoceras*. Allerdings hebt er die „sehr grosse Aehnlichkeit“ zwischen *Ceratites Abichi* und *Meekoceras Ragazzoni* hervor, er meint jedoch, dass bei letzterem drei Seitenloben in die Windungsprojection fallen und stellt ihn deshalb zu *Meekoceras*. Es ist hierzu vor Allem folgendes zu bemerken: erstens, dass diese Angabe wohl auf seine Exemplare von *Ammonites Ragazzoni* passen muss, worüber ich mir keine Zweifel erlaube, dass aber auf einem sehr schönen Exemplar von *Meekoceras Ragazzoni*, welches ich bei Prezzo in Judicarien selbst gesammelt habe, sicher nur zwei Lateralloben in die Windungsprojection fallen. Ganz abgesehen davon muss man die Schwierigkeit zugestehen, diese Windungsprojection an Loben-Exemplaren zu erkennen, und bedenken, dass dieser Verschiedenheit bei sonstigen auffälligen Aehnlichkeiten im Lobenbau — wie er bei *Ceratites Abichi* und *Ceratites Ragazzoni* vorhanden ist und weitgehender nicht gedacht werden kann[2]) — in der Gestalt und Sculptur — die sehr auffällig und eigenartig ist — kaum eine solch' entscheidende Wichtigkeit beizulegen ist.

---

[1]) Es sei gleich erwähnt, dass diese Art von Herrn v. Arthaber im ersten Theil seiner Arbeit über die Reiflinger Kalke *Ceratites simplex* genannt worden ist und dass dieser Autor im zweiten Theil seiner Arbeit darauf aufmerksam macht, dass diese Benennung schon von v. Mojsisovics vergeben war; er schlug dann den Namen *Ceratites vicarius* vor (p. 196 [117]).

[2]) Die später zu besprechende Zerschlitzung an Loben und Sättelköpfen bei beiden Arten, die Anordnung der Loben, die Tiefe des ersten Laterallobus u. a. m.

In der That ist auch schon von WAAGEN[1]) darauf aufmerksam gemacht geworden, dass von den v. MOJSISOVICS'schen *Meekoceras*-Arten wohl nur eine, nämlich *Meekoceras caprilense,* wirklich zu dieser Gattung zu rechnen sei. Von den übrigen gehört *Meekoceras cadoricum* zu *Proptychites,* für *Meekoceras reuttense* und *maturum* ist die neue Gattung *Beyrichites* in Anwendung gebracht, welche ebenfalls in die Subfamilie der *Proptychinae* zu stellen ist. Ich füge jetzt hinzu, dass *Meekoceras Beneckei* MOJS., *Ragazzoni* MOJS. und *corvarense* MOJS. mit echten Ceratiten aus der nächsten Verwandtschaft von *Ceratites binodosus* auf's engste verknüpft sind und so in die Gattung *Ceratites* gehören. Auf die bei WAAGEN ausführlich erwähnten Gründe für die Stellung der übrigen „*Meekoceras*"-Arten kann ich hier nur verweisen. Was unsere vier Ceratiten betrifft, so ist die nahe Verwandtschaft mit *Ceratites binodosus* am besten aus der folgenden Betrachtung der Ceratiten der vicentinischen *Subnodosus*-Schichten zu entnehmen. Ich hebe hervor, dass die Eigenschaft, dass nicht nur die Loben und die Seiten der Sättel, sondern dass auch die Sattelköpfe secundär zerschlitzt sind, nicht gegen die Zurechnung als Ceratiten sprechen können, denn v. MOJSISOVICS selbst stellt ja auch den *Ceratites Abichi,* bei welchem dies sehr deutlich ist, zu *Ceratites;* ausserdem ist an das von JAEKEL[2]) publicirte Exemplar eines *Ceratites nodosus* aus der Strassburger Sammlung zu erinnern, welches ebenfalls gebuchtete Sattelköpfe besitzt.

Was nun das gegenseitige Verhältniss dieser beiden Ceratiten-Gruppen in den vicentinischen *Subnodosus*-Schichten anbetrifft, so könnte es wie kein Zufall erscheinen, dass gerade die dem ausseralpinen *Ceratites* ähnlichste alpine Ceratiten-Gruppe mit ihm im Vicentin zusammen vorkommt. Beide haben eine ausserordentlich ähnliche Skulptur, besonders fehlt bei beiden meist die Umbicalsculptur, welche bei den übrigen alpinen Gruppen stets vorhanden ist. Uebergänge sind trotz alledem aber nicht zu constatiren, und auch *Ceratites vicarius,* welcher als der dem *C. nodosus* ähnlichste alpine Ceratit gelten kann, besitzt noch ziemlich schmale Sättel und tiefe, enge Loben. Es wurde aber schon im ersten Beitrag die Vermuthung ausgesprochen, dass *Ceratites nodosus,* speciell aber *Ceratites subnodosus* nicht mit den

---

[1]) Fossils from the *Ceratites*-Formation, a. a. O., p. 160, 238. (Die genaueren Citate der Arbeiten, welche bereits im 1. Beitrag erwähnt sind, werden in Zukunft nicht jedesmal wiederholt.)

[2]) Ueber einen Ceratiten aus dem Schaumkalke von Rüdersdorf und über gewisse als Haftring gedeutete Eindrücke bei Cephalopoden. N. Jahrb. f. Min. 1889, II, p. 19.

alpinen Muschelkalk-Ceratiten näher zu vereinigen, als vielmehr an die asiatischen *Subrobusti* anzuschliessen sei.

Die von mir in den *Subnodosus*-Schichten des Tretto gefundenen Ceratiten sind folgende:

1. Formenreihe des *Ceratites nodosus:*

Ceratites subnodosus (Mstr.) Tornq.
— sp. ind. aff. *nodosus* Brug.

2. Formenreihe des *Ceratites binodosus:*

Ceratites vicentinus Tornq.
— *Beneckei* Mojs.
— *Prettoi* Tornq.
— *vicarius* Arth.

Bezüglich der Formenreihe des *Ceratites nodosus* siehe den ersten Beitrag. [1])

Formenreihe des *Ceratites binodosus.*

Ceratites vicentinus nov. sp.

Taf. XX, Fig. 1.

Durchmesser	38	mm
Höhe des letzten Umganges .	14	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,37	„
Dicke des letzten Umganges .	ca. 8	„
Verhältniss zum Durchmesser .	ca. 0,21	„
Nabelweite	6	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,16	„

Die Gestalt der Umgänge ist sehr hochmündig und flach. Die grösste Breite liegt ungefähr auf der Mitte der Flanke; nach dem Nabel und nach dem Externtheil zu fällt die Flanke schwach ab; eine gerundete Nabelkante und eine ziemlich hohe Nahtfläche sind auf den beiden letzten Umgängen vorhanden; nach dem schmalen, aber gewölbten Externtheil zu biegen die Flanken leicht um. Die Involution ist sehr stark; der letzte Umgang bedeckt ungefähr $^2/_3$ des vorletzten.

Die Skulptur besteht aus feinen, s-förmig geschwungenen Falten und aus kleinen Dornen. Es ist auf der Mitte der Flanke eine Reihe von ca. 14 hohen, spitzen Flanken-Dornen vorhanden, und am Marginalrand stehen etwa doppelt so viele, erheblich niedrigere, in die Länge gezogene, kommaförmige Knoten. Es

[1]) Auf Tafel X des ersten Beitrags sind die Nummern der Figuren zu berichtigen. Von den drei untenstehenden Figuren ist nur die mittlere als Figur 2 zu bezeichnen; die beiden seitlichen Figuren sind als Figur 3 Ansichten der Wohnkammer eines Weimarer Nodosen.

hat den Anschein, als ob diese Knoten auf dem gekammerten Theile gröber und deutlicher ausgebildet sind. Hier sind die Flanken- und Marginalknoten auch durch deutlich zu verfolgende Rippen verbunden; es verlaufen von jedem Flankenknoten jeweils zwei grobgeschwungene, grobe Rippen zu zwei Marginalknoten; ganz flache Wülste laufen auch von den Flankenknoten zum Nabelrand. Auf der Wohnkammer ist die Berippung viel undeutlicher und unregelmässiger ausgebildet. Zwischen den nach der Mündung zu immer höher und schärfer werdenden Flankenknoten und den kommaförmigen, marginalen Erhebungen ziehen sich nur schwache, sich in feinste Fältchen auflösende Bündel von Rippen, deren Verlauf nicht genau zu verfolgen ist; jedoch ziehen sich auch von jedem Flankendorn zwei derartiger Bündel nach zwei Marginalknoten. Nach dem Nabelrand zu fehlt dagegen auf der Wohnkammer jegliche Skulptur. So weit sichtbar, ist der Nabelrand auf den beiden letzten Umgängen vollständig glatt.

Es ist nur die letzte Lobenlinie hinter der Wohnkammer zu erkennen. Auf den Externtheil fällt allein der grosse Externlobus mit einem hohen Medianhöcker; auf den Flanken folgen die beiden Lateralloben und ein Auxiliarlobus. Die Sättel und Loben sind lang und schmal, nur der Auxiliarsattel ist breiter. Die Linie scheint von den Lobengründen bis zu den Sattelköpfen durchgehend fein zerschlitzt zu sein. Bei weitem am tiefsten reicht der erste Laterallobus abwärts; die weiter intern gelegenen Lobenenden sind viel kürzer und unter sich auf einer Radialrichtung gelegen, ebenso sind die Sattelköpfe auf einer radialen Richtung angeordnet.

Ceratites vicentinus gehört in die Formengruppe des *Ceratites binodosus* und steht einer Anzahl Formen am nächsten, welche sich eng um *Ceratites binodosus* gruppiren; es sind dieses schmalrückige Ceratiten mit deutlichen Lateral- und Marginaldornen und mit hie und da auftretenden Umbilikalknoten, bei denen die Loben allermeist nur an der Basis der Loben gezähnelt sind. Unsere Art steht speciell dem *Ceratites Abichi* Mojs. sehr nahe. Nicht nur stimmen die Kammerwandlinien in ihrer durchgehends zerschlitzten Beschaffenheit überein, sondern es sind sowohl in Bezug auf die Gestalt als auch in Bezug auf die Skulptur weitgehende Aehnlichkeiten zu entdecken. Wenn ich es trotzdem für angebracht halte, beide Formen zu trennen, so geschieht dies, weil sich die Exemplare der Schreyer Alm in einigen Merkmalen doch sehr constant von der vicentinischen Form entfernen. Vor Allem ist bei den ersteren die Nabelkante keineswegs glatt, sondern von einem Saume von knotenartigen Erhöhungen eingefasst, welche zu den Flankenknoten mehr oder weniger deutliche Auffaltungen

entsenden; derartige innere Rippen kommen bei *Ceratites vicentinus* nicht vor; ferner scheinen mir die Flanken der Umgänge von den mittelständigen Knoten kaum nach dem Nabel zu abzufallen, während sie bei der vicentinischen Form ganz bedeutend dorthin geneigt sind; ausserdem ist die Ausbildung der Marginalknoten und der diese mit den Flankenknoten verbindenden Rippchen bei unserem *Ceratites* viel zarter und zahlreicher ausgebildet. Die Lobenlinie, welche im Uebrigen bei beiden Arten eine so weitgehende Aehnlichkeit zeigt, scheint dagegen alleine in der Anzahl der Auxiliarloben und Sättel einen Unterschied zu zeigen; bei *Ceratites vicentinus* ist nur ein Auxiliarsattel und -lobus auf der Flanke verstanden, während bei *Ceratites Abichi* deren zwei auftreten.

Man könnte erstaunt sein, noch in solch' hohem Horizont einen Ceratiten wie den vorliegenden ohne Nabelknoten aus der nächsten Verwandtschaft des *Ceratites binodosus* anzutreffen. Die Beziehungen zu *Ceratites Abichi* zeigen aber, dass dieses *binodosus*-Merkmal bei *Ceratites vicentinus* wenig zu sagen hat, da die nächst verwandte Art deutliche Nabelknoten aufweist.

Unterschiede von dem im Uebrigen sehr ähnlichen *Ceratites binodosus* sind in der deutlichen, ja besonders hohen Skulptur der Wohnkammer, in dem mehr geschwungenen Verlauf und der feineren Beschaffenheit der Flankenrippen und der geringeren Nabelweite und Windungsdicke bei *Ceratites vicentinus* vorhanden, ganz abgesehen von der wesentlich anders beschaffenen Lobenlinie.

Näher verwandte Formen aus den *Trinodosus*-Schichten sind ferner: *Ceratites aviticus* Mojs. aus dem Prezzo-Kalk und *Ceratites Barrandei* Mojs. aus dem Bakonyer Wald. Aus höheren Schichten ist nur eine ähnliche Form bekannt geworden, nämlich *Ceratites corvarense* Mojs. sp. aus den Wengener Schiefern von Corvara.

Nächstverwandte Art: *Ceratites Abichi* Mojs. aus dem rothen Marmor der Schleyer Alpe.

Fundort: Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Ceratites Beneckei v. Mojsisovics sp.

Taf XX, Fig. 2.

1882. *Meekoceras Beneckei* Mojsisovics, Cephalop. medit. Triasprovinz, p. 216, t. 28, f. 1; t. 39, f. 6; t. 61, f. 2, 3, 4.

Durchmesser	40	mm
Höhe des letzten Umganges . .	21	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,50	„

Dicke des letzten Umganges .	11	mm
Verhältniss zum Durchmesser .	0,28	„
Nabelweite	5	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,1	„

Dieser ebenfalls engnabelige Ceratit zeigt auf den gekammerten Windungen Aehnlichkeit mit dem vorherbesprochenen. Es ist ebenfalls eine sehr engnabelige, hochmündige Art, welche auf den gekammerten Umgängen eine schmale, deutlich begrenzte, leicht gewölbte Externseite zeigt. Die Nabelkante ist scharf, wenig abgerundet und geht in eine schmale, senkrecht gestellte Nahtfläche über. Die grösste Dicke der gekammerten Umgänge liegt ebenfalls in der Mitte der Flanke, doch fallen die Flanken weder zum Externtheil noch zum Nabel so stark ab, wie es bei *Ceratites vicentinus* der Fall ist. Ganz verschieden ist bei dieser Form die Gestalt der Wohnkammer. Diese schwillt bis zur Mündung auf der Flankenmitte immer mehr an, ohne dass die Externseite dementsprechend breiter würde; dagegen hebt sich der zum Nabel gelegene Theil der Flanke stark heraus, so dass von einem schrägen Abfall der Flanke dorthin nichts mehr übrig bleibt.

Die Skulptur dieser Art weicht sehr von derjenigen des *Ceratites vicentinus* ab. Aehnlich sind nur die gekammerten Umgänge skulpturirt. Man unterscheidet dort kommaförmige, schwache Marginalknoten, von denen sich feine, nur undeutlich erkennbare Sichelrippen zur Nabelkante hinziehen, ohne dass es aber zur Bildung von Flanken- oder Nabel-Ornamenten käme. Auf der Wohnkammer verschwindet dann jegliche Skulptur und es bleiben nur lineare Anwachsstreifen übrig, welche ihrem Verlaufe nach der Richtung der auf dem gekammerten Theile vorhandenen Sichelrippen entsprechen, aber auch genau den bei tiefstehenden Ammonitiden und bei den Nautiliden auftretenden Anwachslinien gleichkommen. Am Ende der Wohnkammer ist der Mundrand zum Theil zu verfolgen, derselbe verläuft in grossem Ganzen so wie die Anwachslinien. Die Schale ist an ihm ein wenig nach innen umgeschlagen.

Es konnte an dem gesammelten Stück keine Lobenlinie herauspräparirt werden. Beim Aetzen erwies sich die Schale zum Theil als stark verkieselt, so dass sie nicht zu entfernen war.

Das best erhaltene vorliegende Exemplar stimmt vollkommen mit Prezzo-Exemplaren überein, wie sie v. Mojsisovics beschreibt. Die Lobenlinie, welche v. Mojoisovics auf t. 39, f. 6 mittheilt, zeigt die allergrösste Aehnlichkeit mit derjenigen des *Ceratites Abichi*, es ist also ein Auxiliarsattel mehr vorhanden als bei *Ceratites vicentinus*. Beziehungen zu anderen Ceratiten lassen sich nicht sicher feststellen, denn das Vorhandensein einer skulptur-

losen Wohnkammer kann nicht als eine morphologische Eigenschaft von Verwandtschaft bestimmendem Werthe angesehen werden. *Binodosus*-ähnliche Ceratiten mit solchen Wohnkammern sind vor Allem *Ceratites binodosus* selbst und *Ceratites aviticus*, beides zwei Ceratiten, welche ausserdem keine eigentliche Umbilikalsculptur aufweisen, worauf ich in diesem Falle grösseren Werth zu legen geneigt bin. Diese beiden Arten sind aber weitnabeliger, breiter und bewahren stets eine scharf begrenzte Externfläche; dasselbe gilt von *Ceratites* n. sp. ind., welchen v. ARTHABER[1]) auf t. 4, f. 1 und *Ceratites glaber*, welchen derselbe auf t. 3, f. 8 abbildet.

Sonstiges Vorkommen: Im schwarzen *Trinodosus*-Kalk von Prezzo und Strada und Dos dei Morti; im gleichen Gestein von Malga La Valino und nördlich Breguzzo.

Fundort: Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 2.

Ceratites Prettoi n. sp.
Taf. XX, Fig. 3.

Durchmesser	26	mm
Höhe des letzten Umganges . .	11	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,42	„
Dicke des letzten Umganges . .	7	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,27	„
Nabelweite	5,5	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,21	„

Diese Art benenne ich nach meinem Freunde, Herrn Dr. OLINTO DE PRETTO in Schio, welcher mich auf meinen Excursionen von Schio oft begleitet hat.

Ceratites Prettoi schliesst sich ziemlich eng an die vorige Art an. Die Gestalt ist allerdings weitnabeliger, die Windungshöhe geringer, die Umgänge umfassen aber auch nahezu $^2/_3$ der vorhergehenden. Der Externtheil ist sehr schmal und etwas höher gewölbt, aber doch scharf von den Flanken abgesetzt. Die grösste Flankendicke liegt etwas innerhalb der Mitte und ist durch eine flache, aber sehr auffallende Kante gekennzeichnet. Die Nabelkante ist scharf; die Nabelfläche steil gestellt.

Die Sculptur besteht auf Sichelfalten, welche kaum merklich an der Nabelkante beginnen, sich an der Kante der Flankenmitte zu etwas breiteren, flachen, scharf gebogenen Falten schaaren und nach dem Externtheil zu so verstärken, dass an dem Marginal-

---

[1]) Die Cephalopoden der Reiflinger-Kalke, a. a. O., I, p. 44, 46.

rand etwa 30 kommaförmig hervortretende Knötchen entstehen, welche in sehr regelmässigem Abstand vertheilt sind. Ueber den Externtheil verlaufen dann nur stark nach vorne gebogene, eng stehende, feine Streifen.

Leider ist die Lobenlinie wiederum durch Aetzen nicht herauszupräpariren, da das Gestein und damit auch die Schale zu sehr verkieselt ist.

Es kann wohl kein Zweifel bestehen, dass diese Art sich wiederum nahe an die vorbesprochenen Arten anschliesst. Sie zeigt eine ähnliche Sculptur wie die gekammerten Umgänge des *Ceratites Beneckei,* da nur Marginalknötchen und keine Umbilikal- und Flanken-Knoten vorhanden sind.

Die nächsten Beziehungen sind aber zu den beiden von v. Mojsisovics als *Meekoceras* angesprochenen *Ceratites Ragazzoni* und *corvarensis* vorhanden. Der erstere, welchen ich selbst oberhalb Prezzo in Indicarien gesammelt habe, zeigt mit Ausnahme einer etwas grösseren Involubilität eine sehr ähnliche Gestalt. Wenn übrigens v. Mojsisovics angiebt, dass bei ihm ganzrandige Sattelköpfe vorhanden sind, so bemerke ich dazu, dass mein Exemplar leicht eingeschnittene, in wellige Secundärsättel mit spitzen Enden aufgelöste Sattelköpfe zeigt, wodurch seine sehr nahe Verwandtschaft mit dem *Ceratites, „Meekoceras" Abichi* Mojsisovics, noch deutlicher hervortritt. Von *Ceratites Prettoi* ist die Art leicht durch die gröbere, sparsamere Sculptur und durch das Vorhandensein von Lateralknoten zu unterscheiden. *Ceratites corvarensis* zeigt ausserordentlich viel nähere Beziehungen, allerdings ist diese Form engnabeliger und zeigt auffallend hohe Marginaldornen; im Uebrigen ist die Sculptur aber sehr ähnlich, ja es findet sich bei ihr sogar die eigenartige, auf der Flankenmitte dahinlaufende Spiralkante.

Nächstverwandte Art: *Ceratites corvarensis* aus den schwarzen Daonellen-Schiefern, dem Horizont des *Trachyceras Archelaus* von Corvara und im Abtey-Thal.

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Ceratites vicarius v. Arth.

1896. *Ceratites simplex* v. Arthaber, Reiflingen, Cephalopoden[1], p. 47, t. 4, f. 4 und ferner p. 117 im zweiten Theile jener Arbeit.

Diese bisher nur aus den Reiflinger Kalken bekannte Art fand ich in einem fragmentären Exemplar, welches die Involution

[1]) Die Cephalopoden-Fauna der Reiflinger Kalke. Beitr. zur Paläont. und Geol. Oesterreich-Ungarns und des Orients, X.

und die Gestalt der Umgänge zwar genügend erkennen lässt, aber nur auf dem letzten Viertel des letzten gekammerten Umganges so vollständig erhalten ist, dass die Sculptur zu erkennen ist.

Auch diese Form gehört mit den vorherbesprochenen drei *Ceratites*-Arten in eine engere Formengruppe; schon v. Arthaber vergleicht sie mit seinem *Ceratites glaber* und *Ceratites* nov. sp. ind., deren nahe Beziehungen zu *Ceratites Beneckei* ich bereits hervorgehoben habe. Sie zeigt wieder nur Flanken- und Marginal-Sculptur und trägt keine Umbilikalknoten.

Der Beschreibung v. Arthaber's ist nichts weiteres hinzuzufügen.

Von *Ceratites vicentinus, Beneckei* und *Prettoi* unterscheidet sich *Ceratites vicarius* leicht durch grössere Nabelweite und langsameres Wachsthum, welches den letzten Umgang niedriger erscheinen lässt; auch ist die Windungsdicke grösser. Die Sculptur erinnert mit ihren Flankenknoten zumeist an *Ceratites vicentinus*, doch verliert sie sich im Gegensatz zu derjenigen des *Ceratites vicentinus* auf der Wohnkammer allmählich, auch steht sie viel weiter und sparsamer; die Flankenknoten liegen mehr innerhalb der Flankenmitte.

Sonstiges Vorkommen: Im Reiflinger Kalk des Tiefengrabens; dort entweder der *Binodosus*- oder der *Trinodosus*-Fauna angehörig.

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Arpadites v. Mosisovics.

Diese Gattung, welche nahe mit *Ceratites* verwandt ist, findet sich zahlreich in den *Subnodosus*-Schichten.

Entsprach der Charakter der *Ceratites*-Arten mehr der Fauna der *Trinodosus*-Schichten, so haben wir es bei vorliegender Gattung ausnahmslos mit Formen zu thun, welche sonst in den Süd-Alpen nur im Buchensteiner- und Wengener-Niveau vorkommen. Ja zwei Arten, welche ich in den *Subnodosus*-Schichen fand, waren bisher nur aus dem Esinokalk bekannt. Auf der Nordseite der Alpen fehlt die Arpaditen-Fauna fast vollkommen. *Arpadites Tassilo, pygmaeus* und *orion*, welche v. Mojsisovics aus den *Lobites*-Knollen des Röthelsteins bei Aussee kennt (Mittel-Karnisch) (Mojs.), sind nur je in einem Exemplar bekannt und offenbar nur kümmerliche Vertreter der besonders bei Esino so reich auftretenden Gattung.

Arpadites cinensis und *Telleri* sind näher verwandt und werden zweckmässig in der von v. Mojsisovics aufgestellten Formenreihe des *A. Arpadis* belassen.

Die anderen drei Formen stellen einen weitnabeligeren, unregelmässiger sculpturirten Typus dar.

Die beschriebenen Arten sind folgende:

1. Formenreihe des *Arpadites cinensis:*
   Arpadites cinensis Mojs.
   Arpadites Telleri Mojs.

2. Formenreihe des *Arpadites Arpadis:*
   Arpadites Arpadis Mojs.
   — *venti-settembris* Tornq.
   — *trettensis* Mojs.

Die beiden letzteren Arten stellen Uebergänge zwischen diesen beiden Formenreihen dar, welche sonst wenig oder garnicht verbreitet sind. Es hat den Anschein, als ob die Formenreihe des *Arpadites Arpadis* die ältere sei und aus ihr durch Vermittelung von Formen aus der nächsten, unmittelbaren Verwandtschaft von *Arpadites Arpadis* die Arten der Formenreihe des *Arpadites cinensis* hervorgegangen wären. Der reichst sculpturirte *Arpadites Telleri* stellt demnach den jüngsten Typus dar.

Formenreihe des *Arpadites cinensis.*

Arpadites cinensis Mojs.

Taf. XX, Fig. 4.

1882. *Arpadites cinensis* v. Mojsisovics. Cephalopod. mediterr. Triasprovinz, p. 56, t. 26, f. 5—15.

Durchmesser	18	mm
Höhe des letzten Umganges .	7	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,39	„
Dicke des letzten Umganges .	ca. 4	„
Verhältniss zum Durchmesser .	ca. 0,22	„
Nabelweite	6	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,33	„

Das sehr schön erhaltene Exemplar dieser Art liegt zur Hälfte im Gestein, so dass die Windungsdicke nicht sicher ermittelt werden kann; es ist fast die ganze Wohnkammer derselben noch erhalten.

Die Umgänge sind hochmündig mit ganz flachen Flanken. Die Nabelweite ist ziemlich beträchtlich; die Dimensionen stimmen vollkommen mit denen der Esinokalk-Exemplare überein. Die Sculptur besteht auf dem vorletzten Umgang aus Umbilicalknoten, welche sich bis zur Mitte der Flanken in grobe, breiter werdende Falten fortsetzen; auf der Wohnkammer verschwinden die Nabelknoten allmählich, und es stellen sich feine, niedrigere Falten ein, welche kurz oberhalb der Naht in viele gebündelte Rippchen zer-

fallen, welche auf dem äusseren Drittel der Flanken sehr stark nach vorne gebogen sind und am Aussenrande fast ganz nach vorne gerichtet sind; sie setzen bis auf die Ränder der Externkiele fort. Die Medianfurche ist ziemlich tief eingesenkt und deutlich begrenzt.

Arpadites cinensis hat sich bisher nur im Esinokalk zusammen mit *Arpadites Manzoni* Ben. gefunden, und gehen beide Formen dort in einander über und sind ziemlich variabel. In gewisser Hinsicht zeigt das vorliegende Exemplar aus dem Vicentin auch Beziehungen mit dieser zweiten, Benecke'schen Art. Jedenfalls passt die Bemerkung von v. Mojsisovics, dass die Rippen „nur auf der unteren Schalenhälfte deutlich entwickelt sind und vor Erreichung des Externrandes erlöschen", nicht auf das vicentinische Exemplar. Auf der vorliegenden Wohnkammer setzt sich die Sculptur sehr deutlich bis zum Rande und sogar bis auf die Kiele fort. In dieser Hinsicht erinnert unser Exemplar an *Arpadites Manzoni*. Da aber die beiden Esino-Arten in erster Linie nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Lateralknoten getrennt werden, so muss das vorliegende Stück doch besser zu *Arpadites cinensis* gerechnet werden.

Die variable Gestaltung dieser Art zeigen die zahlreichen Abbildungen bei v. Mojsisovics auf's beste; von diesen Abbildungen passt am besten f. 16 auf t. 26, welche aber eine bereits als *Arpadites Manzoni* angesprochene Form wiedergiebt, weil immerhin ganz schwache Flankenknoten auf dem vorderen Theile der Schale zur Ausbildung gekommen sind.

Was übrigens das Vorhandensein von Rippen auf der äusseren Hälfte der Umgänge anbetrifft, so ist zu bemerken, dass dieselben auf dem vicentinischen Exemplar nur auf dem vorderen Theile des letzten Umganges beobachtet werden und dass Herrn v. Mojsisovics keine erwachsenen Wohnkammer-Exemplare vom Val di Cino vorgelegen haben.

Sonstiges Vorkommen: Im oberen Esinokalk des Val di Cino bei Esino. Wengener Niveau.

Fundort: Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Arpadites Telleri Mojs.

Taf. XX, Fig. 5, 6.

1882. *Arpadites Telleri* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 59, t. 27, f. 10—15.

Die gefundenen Fragmente dieser Art zeigen, dass dieselbe im Tretto erhebliche Dimensionen erreicht und mit einem Durchmesser von 5 cm den grössten Esino-Exemplaren gleichkommt.

Der vorigen Art gegenüber ist diese durch geringere Involution und damit verbundener geringerer Windungshöhe und durch reichere Sculptur ausgezeichnet.

v. Mojsisovics lagen die verschiedensten Altersstadien dieser Art vor und konnte er daraufhin die nahe Verwandtschaft von *Arpadites cinensis* und *Telleri* sicher folgern. Er bemerkt: „Die inneren Windungen besitzen ebenso wenig, als dies bei den verwandten Formen der Fall ist, Lateraldornen. Diese treten erst verhältnissmässig spät auf und bietet dann *Arpadites Telleri* zunächst das Bild des *Arpadites Manzoni* dar. Dieses Stadium mag etwa 1/4 bis 1/3 Windung andauern, worauf auf den bereits vorher bis zum Externrande reichenden, ziemlich geraden Rippen die Marginaldornen erscheinen."

Die drei Spiralreihen von Dornen, Umbilical-, Flanken- und Externdornen sind für diese Art sehr bezeichnend und finden sich bei keinem anderen *Arpadites;* die Flankendornen sind dabei den Externdornen etwas mehr genähert als den Umbilicaldornen. Die drei Dornenarten sind genau in derselben Anzahl vorhanden; je ein Umbilical-, Flanken- und Marginaldorn ist durch eine Rippe, welche theils ziemlich kräftig, theils schwach ist, verbunden. Die Rippen sind auf den vicentinischen Stücken auf der äusseren Flankenhälfte stets stark nach vorne gebogen, so dass dadurch eine geringe Verschiebung der sich entsprechenden Umbilical- und Marginal-Sculptur entsteht. Bei den Esino-Exemplaren verlaufen diese Rippen im Allgemeinen etwas mehr in der Richtung des Radius. Eine andere geringe Abweichung gegenüber den Stücken aus dem Esinokalk ist darin zu constatiren, dass die zwischen die deutlichen Kiele eingesenkte Externfurche bei den Tretto-Stücken ziemlich viel tiefer eingesenkt ist als bei den ersteren. Die geringen Abweichungen können mich aber nicht bestimmen, meine Stücke von den Esinoformen abzutrennen; es können dies höchstens Merkmale localer Variationen sein; das Vorkommen zusammen mit der vorigen Art, wie in Val di Cino, spricht zu deutlich für die gleichartige Arpaditen-Fauna dort und im Tretto.

Sonstiges Vorkommen: Im oberen Esinokalk des Val di Cino bei Esino, Wengener Niveau.

Fundort: Steig unterhalb San Rocco.

Anzahl der Exemplare: 3.

Formenreihe des *Arpadites Arpadis.*

Arpadites Arpadis Mojs.

1882. *Arpadites Arpadis* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 54, t. 25, f. 29.

Nur ein kleines Bruchstück eines Drittels einer mittelgrossen Windung fand ich, welches ausser dem echten Arpaditen-Extern-

theil mit den beiden Kielen und der tiefen medianen und zwei weniger tiefen, aber deutlichen, seitlichen Furchen, eine Sculptur zeigt, wie sie allein bei *Arpadites Arpadis* vorhanden ist.

Es sind ziemlich engstehende, auf dem äusseren Theile der Flanken vorgebogene Rippen vorhanden, welche in ihrem ganzen Verlauf keine Verdickungen zu Knoten zeigen und nur ganz vereinzelt zwischen sich kurze, auf den äusseren Flankentheil beschränkte Rippchen tragen.

Diese Rippen stehen viel enger und verlaufen regelmässiger als bei dem im Tretto häufigen *Arpadites venti-settembris*, sie sind aber nicht so fein und stehen nicht so gedrängt wie auf den *Arpadites Szaboi* und *Toldyi*.

Die Involutionsverhältnisse sind ebenso wie bei der folgenden Art. Die Involution ist also auch geringer als bei *Arpadites Szaboi* und *Toldyi*.

Sonstiges Vorkommen: Im rothen Kalk des Bakonyer Waldes häufig (Zone des *Trachyceras Archelaus);* in dem gelben Mergel des Vogelberges bei Idria in Krain; im grauen Esinokalk von Val del Monte bei Esino (Wengener Horizont).

Fundort: Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Arpadites venti-settembris Tornq.

1882. *Arpadites* indet. ex aff. *Arp. Arpadis* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 55.

Diese Art ist eine der häufigsten und verbreitetsten in den vicentinischen *Subnodosus*-Schichten, schon Herrn v. Mojsisovics war sie vom Monte Spitz bei Recoaro bekannt.

Durchmesser	47	mm
Höhe des letzten Umganges . .	11	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,26	„
Dicke des letzten Umganges .	9	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,19	„
Nabelweite	25,5	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,54	„

v. Mojsisovics kennzeichnet diese Art folgendermaassen: „Die Windungen zeigen ein ebenso langsames Anwachsen wie bei *Arpadites Arpadis*, ebenso stimmt die Stellung und Stärke der Rippen so ziemlich überein, doch erreicht die fragliche Form eine viel bedeutendere Grösse (Durchmesser des grössten Abdruckes 55 mm), und besitzen die äusseren Windungen noch immer kräftige, entfernt stehende Rippen, während *Arpadites Arpadis* bereits bei viel geringeren Dimensionen eine mit feineren, gedrängter stehenden Rippen versehene Wohnkammer besitzt.“

Es ist demgegenüber hinzuzufügen, dass die Nabelweite dieser Art stets erheblich grösser, die Höhe des letzten Umganges aber erheblich geringer ist als bei *Arpadites Arpadis;* während die Windungsdicke nur ganz unerheblich grösser erscheint. Die starke Berippung ist schon auf den kleinen Windungen sehr unregelmässig gestellt, theils deutlich radial, theils aber auch schief; auf der Wohnkammer ist sie noch immer hoch und grob, auf dem vorderen Theil derselben schieben sich aber zahlreichere, kurze, irreguläre Externrippen ein, welche, ohne mit den Hauptrippen zu verschmelzen, blind in den glatten Zwischenräumen auslaufen. Die die Kiele jeseits aussen begleitenden flachen Depressionen, über welche die starken Rippen nicht verlaufen, sind sehr deutlich zu erkennen. Hervorzuheben ist aber noch, dass die Hauptrippen sehr häufig Ansätze von kleinen Knötchen tragen; es sind sowohl Andeutungen von Umbilical- als von Flanken- und Marginaldornen vorhanden. Dies ist aber nicht auf allen Exemplaren zu erkennen und tritt scheinbar nur auf dem Anfangstheil der Wohnkammer ein.

Besonders dieser Ansätze von Dornen wegen ist eine Abtrennung von *Arpadites Arpadis* gerechtfertigt; diese Art tritt dadurch gewissermaassen in eine Berührung mit der Formenreihe des *Arpadites cinensis.*

Von *Arpadites trettensis* kann *Arpadites venti-settembris* leicht durch die viel geringere Involution unterschieden werden.

Sonstiges Vorkommen: Im Bänderkalk von Marcheno und vom Westufer der Mella, oberhalb ihrer Vereinigung mit dem Irma-Bach im Val Trompia.

Fundort: Auf dem Monte Spitz zwischen Chempele und Fantoni bei Fongara oberhalb Recoaro; San Ulderico und am Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 8.

Arpadites trettensis Mojs.

1882. *Arpadites trettensis* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 54, t. 81, f. 3.

Diese Art, welche Herrn v. Mojsisovics aus der Sammlung des Herrn de Pretto in Schio vorgelegen hat, habe ich nicht gefunden.

v. Mojsisovics giebt folgende Diagnose: „Die in den Wachsthums- und Grössenverhältnissen mit *Arpadites Arpadis* übereinstimmende Form unterscheidet sich in sehr bestimmter Weise von letzterer Art durch die abweichende Berippung. Die Zahl der bis an den Nabelrand reichenden und daselbst mit deutlichen Umbilicalknoten versehenen Primärrippen ist eine ziemlich be-

schränkte, die Mehrzahl der Rippen gehört in die Categorie der Secundärrippen. Dieselben entstehen theils durch die Spaltung der Primärrippen, theils durch die Einschaltung in den Zwischenräumen der Primärrippen. Auf den inneren Windungen rücken auch die eingeschalteten Rippen den Spaltrippen so nahe, dass man von Rippenbündeln von zwei bis drei Rippen sprechen könnte, welche von den starken Umbilicalknoten auslaufen. Auf der äusseren Windung folgen auf eine Spaltrippe ein bis zwei eingeschaltete Rippen. Auf der Wohnkammer endlich nimmt die Zahl der Primärrippen zu, jene der Secundärrippen entsprechend ab. Doch entsprechen auch hier noch je einem Umbilicalknoten in der Regel drei Rippen auf dem Externrande."

Die Bedeutung dieser Art tritt erst jetzt hervor, nachdem ich eine grössere Anzahl anderer Arpaditen aufgefunden habe. *Arpadites trettensis* ist eine Art, welche ziemlich in der Mitte steht zwischen den Formenreihen des *Arpadites Arpadis* und des *Arpadites cinensis*. Mit ersterer stimmt die Gestalt, das Auftreten von Schaltrippen und das Vorhandensein einer deutlichen Sculptur auf dem äusseren Drittheil der Flanken, auf die Formenreihe des *Arpadites cinensis* passt dagegen die Bündelung der Rippen und die Ausbildung von Umbilicalknoten.

Arpadites trettensis und *Arpadites venti-settembris* spielen in dieser Doppelverwandtschaft mit beiden Formenreihen eine ähnliche Rolle; sie sind entschieden auch nahe verwandt, sind aber leicht an dem Grade der Involution und der engeren Berippung, welche die erstere Art auszeichnet, zu unterscheiden.

Sonstiges Vorkommen: —

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Hungarites v. Mojsisovics.

Bei dieser Ceratitiden-Gattung fehlt jede regelmässige und prägnante Sculptur; es sind fast nur Faltungen der Schalen vorhanden, welche nur selten das Aussehen wirklicher Rippen erhalten; ausserdem hat sich auf der Externseite ein deutlicher, allermeist hoher Kiel abgeschnürt. Die Loben sind ganz *Ceratites*-ähnlich. Die Abschnürung eines Kieles kommt auch schon bei echten Ceratiten hie und da vor und ist besonders deutlich bei *Ceratites elegans* Mojs. und auch bei *Ceratites Liepoldti* Mojs. vorhanden, welch' letzteren v. Mojsisovics allerdings zu *Arpadites* stellt, ohne dass die Doppelkiele, welche für *Arpadites* charakteristisch sind, aufträten. Die von Toula aus dem Muschelkalk vom Ismid-Golf mitgetheilten Hungariten entfernen sich, falls sie überhaupt noch zur Gattung *Hungarites* zu rechnen sind, durch die undeutliche Begrenzung ihrer Externkiele erheblich von den

Arten, welche MOJSISOVICS beschrieb und denen, welche mir vorliegen.

Wegen des Mangels an ausgeprägter Sculptur ist die Abtrennung der Arten dieser Gattung äusserst schwierig und besonders bei den vorliegenden Hungariten aus den vicentinischen *Subnodosus*-Schichten, welche z. Th. nicht die Grösse erreichen wie die verwandten Hungariten, welche im Bakonyer Wald auftreten.

v. MOJSISOVICS kannte bereits einen Hungariten aus der vicentinischen Trias: *H. Mojsisovicsi;* leider konnte ich diese Form nicht einsehen, so dass ich meine Zweifel über das gesicherte Vorkommen dieser Art im Tretto nicht heben konnte.

Die sechs Hungariten, welche ich sammelte, sind, mit zwei Ausnahmen, sehr klein im Verhältniss zu den Dimensionen, welche dieselben Arten anderwärts aufweisen. Eines von ihnen kann vielleicht der Art *Hungarites Mojsisovicsi* angehören, die übrigen sind aber engnabeliger und können daher nur neuen Arten angehören, welche ich *Hungarites sanroccensis* benannt und als *Hungarites* nov. sp. ind. bezeichnet habe.

Die gesammelten Bruchstücke der beiden grossen Hungariten stimmen wiederum nicht mit den grossen *Hungarites Mojsisovicsi* und *sagorensis* überein, so dass auch sie andere Arten sein müssen.

So werden von mir folgende Arten in den *Subnodosus*-Schichten unterschieden:

Hungarites Mojsisovicsi MOJS.
— n. sp. ind.
— n. sp. ind. ex aff. *Mojsisovicsi* MOJS.
— *sanroccensis* TORNQ.

Diese Gattung ist in den Alpen im Allgemeinen sehr selten. Es werden nur Exemplare einer kleinen Form bei Esino, ein Exemplar einer Art vom Latemar-Gebirge angegeben. Häufiger sind die Formen nur im Bakonyer Wald und in Krain, auch von Moro d'Ebro (Spanien) ist eine dort sich häufig findende Art, *Hungarites Pradoi,* bekannt. Die Hungariten der vicentinischen *Subnodosus*-Schichten sind also, wie die vorher erwähnten Gattungen, in für die Süd-Alpen ungewöhnlicher Entwickelung vorhanden.

Hungarites Mojsisovicsi (BÖCKH) MOJS.

1882. *Hungarites Mojsisovicsi* v. MOJSISOVICS. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 222, t. 7, f. 6; t. 8, f. 3; wo auch die Synonymie dieser Art zusammengestellt ist.

v. MOJSISOVICS bestimmte ein ihm zugekommenes Exemplar von San Ulderico als *Hungarites Mojsisovicsi.* Das kleine Fragment innerer Windung, welches mir vorliegt, kann ich als keinen

eigentlichen Beweis des Vorkommens dieser Art dort ansehen. Es stimmt zwar nach Allem gut mit den Merkmalen von *Hungarites Mojsisovicsi* überein, aber ohne eines anderweitigen Nachweises dieser Art im vicentinischen Muschelkalk könnte ich das Stück kaum mit einiger Sicherheit als *Hungarites Mojsisovicsi* bestimmen.

Grosse Stücke dieser Art beschreibt v. Mojsisovics folgendermaassen: „Die langsam anwachsende, hochmündige, engnabelige und weitumhüllende Form besitzt ziemlich flache, sanft gewölbte Seitenflanken und eine schmale, durch scharf markirte Kanten von den Seitenflanken geschiedene, dreikantige Externseite. Der Nabelrand ist scharf markirt, aber abgerundet; die niedrige Nabelwand fällt sehr steil zur Naht. Die Sculptur der Seitenflanken ist sehr einfach. Sie besteht aus schwachen, in der oberen Seitenhälfte stärker hervortretenden, ziemlich entfernt stehenden Faltenrippen, welche fast gerade radial über die Seiten laufen und erst gegen den Aussenrand hin sich nach vorne wenden. Zwischen diesen Rippen bemerkt man in der oberen Seitenhäfte noch schwächere, eingeschobene Fältchen und Schalenstreifen. Bei jüngeren Exemplaren tritt die beschriebene Sculptur sehr zurück. Auf der Wohnkammer grosser Individuen nähern sich die Rippenfalten und lösen sich schliesslich gegen die Mündung in gedrängt stehende Streifen auf. Der hohe, schneidige Kiel, welcher sich auf der Externseite der jüngeren Exemplare erhebt, verliert sich im vorderen Theile der Wohnkammer grosser Individuen gänzlich. Mit ihm verschwinden dann auch die Marginalknoten. Der Externtheil nimmt eine flach gewölbte Gestalt an und geht ohne scharfe Grenze in die flach gewölbten Seitenflanken über."

Die kleine, mir vorliegende Windung zeigt ziemlich dicke, niedrige, im Verhältniss zu *Hungarites sanroccensis* etwas engnabeligere Umgänge. Der Kiel ist von den Seitentheilen der Umgänge auch nicht so scharf durch flache Depressionen abgesetzt, wie bei *Hungarites evolvescens* und *Hungarites sanroccensis*. Die Oberfläche ist an groben, niedrigen Auffaltungen, welche am Nabel am stärksten sind und sich auf der Mitte der Flanken bereits verloren haben, eingenommen; ausser diesen laufen über die ganze Oberfläche sehr feine, geschwungene, am Kiel stark vorwärts gerichtete Anwachsstreifen.

Sonstiges Vorkommen: Im gelben, kieselreichen Kalk von Felsö-Örs im Bakonyer Wald (*Trachyceras Reitzi*-Zone); in den derselben Zone angehörigen grauen, sandigen, tuffigen Mergeln mit *Daonella* cf. *elongata* von Parovnik bei Sagor in Krain.

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Hungarites n. sp. ind. ex aff. *Mojsisovicsi* Mojs.
Taf. XXI. Fig. 1.

Ein grosses *Hungarites*-Fragment gehört zwar in die nächste Verwandtschaft des *H. Mojsisovicsi*, ist jedoch durch die Ausbildung des Kieles auf der Wohnkammer stark abweichend.

Das vorliegende Fragment gehört dem vorderen Theile einer Wohnkammer an, und dürfte das unversehrte Exemplar mindestens einen Durchmesser von 10 cm besessen haben. Man erkennt eine sehr hochmündige, scharfkielige Form mit einer Sculptur, welche an *Hungarites Mojsisovicsi* erinnert; es sind nämlich breite, ziemlich hohe Einfaltungen der Wohnkammer-Schale vorhanden, welche besonders auf der inneren Hälfte der Flanke sehr auffallen und sich oberhalb der Mitte vollständig verlieren. Ueber die Falten hinweg geht eine sehr feine Anwachsstreifung, die zuerst radial verlaufend sich kurz vor dem Externtheil aber stark nach vorne richtet, sich am Fuss des Kieles vollständig vorwärts zieht und auf den Seiten des Kieles wiederum langsam in die radiale Richtung zurückkehrt und so die Schneide des Kieles überschreitet. Dadurch, dass die breiten Schalenfalten sich also nicht bis zum Externrand fortsetzen, und dass sich am äusseren Theile der Flanken die Anwachsstreifen in Bündel zusammenschliessen, zwischen denen schwächere Einsenkungen der Schale vorhanden sind, unterscheidet sich die Oberflächensculptur von *Hungarites* n. sp. ind. schon etwas von *Hungarites Mojsisovicsi*; ganz abweichend ist aber die Ausbildung des Kieles und seine Umgebung. Bei *Hungarites Mojsisovicsi* verflacht sich der Kiel auf der Wohnkammer, so dass die Externseite der Wohnkammer allmählich ganz rund wird; bei unserer Art wird dagegen der Kiel immer höher und geht allmählich dadurch, dass die ihn seitlich begleitenden Depressionen obliteriren, unmerklich in die Flanken über, so dass der Querschnitt der Wohnkammer dann vollständig hochdreieckig, aussen zugeschärft wird und eine eigentliche Externfläche garnicht vorhanden ist.

Ueber den Grad der Involution liess sich nichts ermitteln, ebensowenig über die Beschaffenheit der inneren Windungen und der Lobenlinie, so dass ich eine Art vorläufig nicht auf dieses Bruchstück hin aufstellen kann.

Nächstverwandte Art: *Hungarites Mojsisovicsi*, deren Vorkommen oben aufgeführt wurde.

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Hungarites sanroccensis n. sp.
Taf. XX. Fig. 8, 9, 10; Taf. XXI, Fig. 3.

Durchmesser	25	mm
Höhe des letzten Umganges . .	12	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,41	„
Dicke des letzten Umganges . .	6	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,24	„
Nabelweite	6	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,24	„

Diese Art ist auf nicht selten vorkommende, kleine Exemplare und ein grosses Stück gegründet. Die kleinen Umgänge unterscheiden sich merklich von der kleinen Windung, welche ich zu *Hungarites Mojsisovicsi* gestellt habe, so dass sicher zwei Arten vorliegen; wegen ihrer Wachsthumsverhältnisse habe ich die kleine Windung der v. Mojsisovics'schen Art angeschlossen und muss für diese Formen nun eine neue Art aufstellen.

Es ist diese Art weitnabeliger als *Hungarites Mojsisovicsi* (die Nabelverhältnisse der kleinen Stücke verhalten sich wie 0,24 : 0,21); die Gestalt der Windungen ist aber fast die nämliche, nur sind die Flanken dieser Art etwas flacher gestaltet, die maximale Windungsdicke ist ungefähr in dem inneren Drittel der Flankenhöhe gelegen; der Kiel ist deutlich abgesetzt, hoch und von deutlichen seitlichen Depressionen begleitet. Die Sculptur besteht aus schwachen Falten, welche am Nabelrand am höchsten sind, nach aussen abschwellen und dort, wo sie sich stark nach vorne biegen, kurz vor dem Erreichen des Externrandes, verschwinden. Die Nahtfläche ist steil gestellt und höher als bei *Hungarites Mojsisovicsi*.

Das grosse Exemplar ist nicht sehr vollständig erhalten, dürfte aber einen Durchmesser von 65 mm im unversehrten Stücke besessen haben; es ist noch bis zu Ende gekammert. Die Gestalt ist im Durchschnitt noch hinreichend zu erkennen; da die Form langsam anwächst — es sind fünf Umgänge vorhanden — ist die Nabelweite, trotzdem sich die Windungen weit umfassen, sehr gross. Diese Form ist der evoluteste *Hungarites*, welchen wir kennen. Der Kiel ist auch auf den grossen Umgängen noch scharf, hoch und von seitlichen, schräg gestellten Depressionen begleitet. Die Schalenparthie, welche auf dem Externtheile der Flanken vorhanden ist, zeigt keinerlei Sculptur.

Die Lobenlinie ist auch auf diesem grossen Stücke nicht erkennbar.

Nächstverwandte Art: *Hungarites Mojsisovicsi*.

Fundort: San Ulderico und Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 4.

Beyrichites WAAGEN.

Diese Gattung ist von WAAGEN für die von v. MOJSISOVICS als „*Meekoceras*“ *reuthense* und *maturum* bezeichneten Arten aufgestellt worden. Eine Diagnose dieser Gattung ist bisher nicht gegeben worden. Ob die WAAGEN'sche Ansicht, diese Formen in die Proptychiten einzureihen und in die Nähe der von v. MOJSISOVICS creirten Gattung *Ptychites* zu stellen, zutrifft, kann ich aus dem mir vorliegenden Bruchstück eines *Ammonites reuthense* nicht bestätigen.

Diese Beyrichiten sind aus den Nord- und Süd-Alpen und aus Bosnien bekannt; sie sind scheinbar überall auf den Muschelkalk beschränkt, und zwar gehen sie sonst nur bis zu den *Trinodosus*-Schichten hinauf, denn v. ARTHABER kennt eine Art aus dem Reiflinger Kalk, und TOULA theilt mehrere Formen aus dem Muschelkalk vom Golf von Ismid mit und im Uebrigen ist mir nur noch der *Beyrichites Khanikaffi* OPP. sp. aus der ostindischen Trias bekannt.

Diese Gattung ist in den *Subnodosus*-Schichten nur durch *Beyrichites reuthense* vertreten, welcher aber für sich schon ein eigenthümliches Faunenelement ist in dieser *Subnodosus*-Fauna mit Arpaditen und den Hungariten.

Beyrichites reuthense MOJS. sp.

1882. *Meekoceras reuthense* v. MOJSISOVICS. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 215, t. 9, f. 1, 2, 3.
1892. — — v. HAUER. Cephalop. Trias Bosnien, I, p. 33.

Es liegt ein Wohnkammer-Fragment dieser Art vor, welches die Sculptur, Involution und Beschaffenheit des Externtheiles gut erkennen lässt. Der Durchmesser der vollständigen Schale muss gegen 4 cm betragen haben.

Ausgezeichnet ist diese Art durch den ziemlich scharfen Externtheil, die fast flachen, nur im inneren Drittheil etwas aufgewölbten Flanken und durch eine Sculptur, welche aus flachen Falten besteht. Bei dem vorliegenden Exemplar setzen diese Falten am Nabelrand schwach an, verstärken sich bis zur Mitte der Flanken erheblich und verschwinden alsdann wieder.

Die nahe verwandte Art *Beyrichites maturus* ist erheblich engnabeliger und kann besonders hierdurch von der vorliegenden Art leicht unterschieden werden.

Sonstiges Vorkommen: Im *Trinodosus*-Kalk von Reuthe; in demselben Niveau bei Prezzo in Judicarien.

Fundort: Steig unterhalb San Rocco.

Anzahl der Exemplare: 1.

Ptychites Mojsisovics.

Diese im Wesentlichen im Muschelkalk bis zum *Trinodosus*-Niveau vorkommende Gattung traf ich in den *Subnodosus*-Schichten nur in einem Exemplar an.

Ptychites Uhligi Mojs.

1882. *Ptychites Uhligi* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 257, t. 62, f. 1.

Es liegt nur ein grosses, aber noch gekammertes Wohnkammerfragment vor, welches einem Stück angehört, dessen Durchmesser mindestens 20 cm betragen haben muss.

Das flach-scheibenförmige Gehäuse, die nur im inneren Theile der Flanken gewölbten Seitentheile, welche gegen den schmal zusammenlaufenden Externtheil convergiren, lassen sich auf *Ptychites Uhligi* beziehen. Genau so wie bei dieser Art liegt die grösste Dicke der Windungen in der unteren Seitenhälfte und ist nur eine schwache Faltung der Gehäusewandungen vorhanden, welche sich bereits auf der Schalenmitte verliert. Auch der Bau der Lobenlinie, welcher in etwas angewittertem Zustande gut zu verfolgen ist, stimmt auf's beste mit demjenigen von *Ptychites Uhligi* überein.

Sonstiges Vorkommen: Im rothen Marmor der Schreyer Alpe (*Trinodosus* Horizont).

Fundort: San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Protrachyceras Mojsisovics.

Die unter dieser Bezeichnung aufzuzählenden Arten sind in den „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz" noch als *Trachyceras* benannt. Damals theilte v. Mojsisovics die Gattung *Trachyceras* in fünf Formenreihen: *Trachycerata furcosa, subfurcosa, valida, margaritosa* und *falcosa*.

Später im Jahre 1893, im zweiten Theil der „Cephalopoden der Hallstätter Kalke" hat v. Mojsisovics den Gattungsnamen *Trachyceras* auf solche Formen beschränkt, welche auf der Externseite zu beiden Seiten der tiefen Medianfurche eine Doppelreihe von Externdornen besitzt. Die Gattung *Trachyceras* kommt nur in Horizonten vor, welche dem ausseralpinen Keuper entsprechen.

Alle jene älteren Formen aber, bei welchen die Sculptur in der Mitte des Externtheiles unterbrochen und zu beiden Seiten dieser Unterbrechung, welche meist eine alternirende Stellung der von beiden Windungshälften eintreffenden Sculptur zur Folge hat, mit je einer einfachen Reihe meistens ohrförmig verlängerter Externdornen geziert ist, sind aber als *Protrachyceras* zusammengefasst.

Das älteste wirkliche *Trachyceras* ist *Trachyceras pescolense* aus den obersten Wengener Schichten.

Sämmtliche Arten der *Subnodosus*-Schichten gehören zu *Protrachyceras.* Sie gehören nicht weniger als vier von den fünf von v. Mojsisovics unterschiedenen Formenreihen an:

1. Formenreihe der *Trachycerata furcosa:* *Protrachyceras Mascagni* n. sp.
2. Formenreihe der *Trachycerata subfurcosa:* *Protrachyceras recubariense* Mojs.
3. Formenreihe der *Trachycerata velida:* *Protrachyceras Curioni* Mojs.
4. Formenreihe der *Trachycerata margaritosa:* *Protrachyceras margaritosum* Mojs.

Die vier nicht gerade seltenen Arten stellen demnach eine grosse Formenmannigfaltigkeit der Gattung *Protrachyceras* dar.

Stratigraphisch ist diese Gattung von besonderer Wichtigkeit. Sie ist in der südalpinen Trias von grosser und ziemlich gleichmässiger Verbreitung; dabei fehlt sie noch in den *Trinodosus*-Schichten; beginnt in dem Buchensteiner Niveau und erreicht in den Wengener Schichten schon eine reiche Entfaltung.

Die vier Arten aus den *Subnodosus*-Schichten entsprechen vollkommen der Entwickelung der Gattung im Buchensteiner Niveau.

1. Formenreihe der *Trachycerata furcosa.*

Protrachyceras Mascagni nov. sp.

Taf. XXI, Fig. 4.

Durchmesser	62	mm
Höhe des letzten Umganges .	24	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,39	„
Dicke des letzten Umganges .	ca. 15	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,24	„
Nabelweite	24	„
Verhältniss zum Durchmesser .	0,39	„

Dieser von den übrigen *Protrachyceras*-Arten des Vicentins stark abweichende Formentypus liegt mir in einem grossen, vollständigen Exemplar vor, welches als grosse Seltenheit bei Pornaro am Monte Spitz gefunden wurde.

Es ist dies ein auffallend flaches *Protrachyceras* von beträchtlicher Evolution. Die Umgänge sind einundeinhalbmal so hoch als breit. Der Nabel ist flach, aber ziemlich weit. Eine Nahtfläche ist zwar vorhanden, aber nicht sehr hoch.

Die Sculptur besteht aus ziemlich eng stehenden, hohen, schmalen, aber runden Rippen, welche am Nabel entstehen, sich

radial über die Flanken fortsetzen und kurz vor Erreichung des Externtheiles eine starke Vorbiegung erhalten; eine Anzahl dieser Rippen theilen sich dicht über der Nabelkante bereits in Rippen, welche gleiche Stärke besitzen; die Hälfte der Rippen verläuft aber ungetheilt, ein kleiner Theil bifurkirt dagegen erst auf der Schalenmitte. Deutliche Dornen sind nicht erkennbar und auch wohl kaum vorhanden. Am Externtheil der Umgänge alterniren die beiderseitigen Rippen, wahscheinlich nur unter schwacher Knotenbildung, doch ist dieser Theil nicht so erhalten, dass sich Sicheres ermitteln liesse.

Kammerwandlinien sind nicht erhalten.

Die einzige, etwas näher verwandte Art ist entschieden *Trachyceras doleriticum* Mojs. Die Involutionsverhältnisse und die Windungshöhen stimmen vollkommen überein, die Windungsdicke ist nur bei diesem etwas grösser. Unterschiede sind aber doch so zahlreich vorhanden, dass unser Typus sich ziemlich von ihm entfernt, so dass eine nähere Verwandtschaft doch ganz ausgeschlossen ist. Vor Allem verläuft die Berippung bei *Protrachyceras Mascagni* entschieden geradliniger und ist nur im äusseren Flankentheile vorgebogen, dann treten die Theilrippen sparsamer auf und vor Allem stehen die Rippenenden bei unserer Form am Externtheil alternirend, während sie sich bei *Protrachyceras(?) doleriticum* gerade gegenüberstehen und sogar noch durch eine Leiste verbunden sind. Es zeigt sich dadurch, dass die vicentinische Art auf einer niedrigeren Entwicklungsstufe steht als *Protrachyceras(?) doleriticum*. Aehnliche Arten wie *Protrachyceras(?) doleriticum*, auch mit schmäleren Umgängen, finden sich ebenfalls in den südtiroler Wengener Schiefern, doch schliessen diese sich alle an *Protrachyceras(?) doleriticum* so nahe an, dass sich unsere Form von ihnen ebenfalls in der oben angeführten Weise entfernt.

Nächstverwandte Form: Eine beträchtlich weiter entwickelte Art ist *Protrachyceras doleriticum* Mojs., welche aber eben deshalb keinen stratigraphisch verwerthbaren Anhaltspunkt für unsere Art liefert. Sie findet sich im Wengener Niveau von Süd-Tirol, Judicarien, Friaul und im Bakonyer Wald.

Fundort: Unweit Cainallo bei Pornaro nächst Fongara auf dem Mte. Spitz (Recoaro).

Anzahl der Exemplare: 1.

2. Formenreihe der *Trachycerata subfurcosa*.

Protrachyceras recubariense Mojs.

1882. *Trachyceras recubariense* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 114, t. 5. f. 3; t. 7, f. 1.

Mir liegt wiederum ein Bruchstück dieser Art vor, von der Herr v. Mojsisovics bereits 3 Stücke aus dem Vicentin besass. Eins der letzteren war von dem nämlichen Fundpunkt, an dem ich das *Protrachyceras Mascagni* fand, zwei derselben waren aus dem Tretto; meines ist von San Ulderico.

Der von v. Mojsisovics gegebenen Beschreibung der stratigraphisch wichtigen Art ist nichts Neues hinzuzufügen: „Die dem *Protrachyceras Reitzi* sehr ähnliche Form ist ausgezeichnet durch perennirende Extern-, Marginal-, Lateral- und Umbilicaldornen. *Protrachyceras Reitzi* besitzt auf den innersten Windungen gleichfalls Lateraldornen, welche dann später vollkommen verschwinden. Die Rippen gabeln sich theils am Nabelrande, theils an den Lateraldornen. Die Zahl der letzteren ist gleich der Zahl der Umbilicaldornen, da nur die starken Primärrippen Lateraldornen aufsetzen.

Sämmtliche Rippen reichen bis zur Medianfurche des Externtheiles, wo sie die Externdornen erhalten und sich etwas schräg gegen vorne umbiegen. Die Zahl der Extern- und Marginaldornen ist die gleiche und im Vergleich mit den Lateral- und Umbilicaldornen etwa dreimal so gross.

Die zu beiden Seiten der Medianfurche stehenden Rippenenden correspondiren nicht mit jenen der anderen Windungshälfte, sondern alterniren.“

Sonstiges Vorkommen: Im weissen Dolomit des Monte Cislon bei Neumarkt; im Buchensteiner Bänderkalk bei Prezzo in Judicarien.

Fundort: Zwischen Castagna nach Caili bei Recoaro, Beyrich's Exemplar; San Ulderico (Tretto), das meinige; Tretto (wohl auch San Ulderico), v. Mojsisovics' Exemplar.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 1.

3. Formenreihe der *Trachycerata valida*.

Protrachyceras Curioni Mojs.

1882. *Trachyceras Curioni* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 116, t. 14, f. 4.

Das Vorkommen dieser Art habe ich nicht bestätigen können, die beiden Exemplare, welche v. Mojsisovics bestimmte, sind die einzigen geblieben, welche im Vicentin gefunden worden sind; bei der Wichtigkeit dieser Art doppelt bedauerlich! Leider hat Herr v. Mojsisovics mir auch seine Exemplare nicht senden können.

Ich verweise auf die ausführliche Beschreibung dieser Art und eines Exemplars von Schilpario bei v. Mojsisovics.

Fundort: Helleres Gestein aus dem Tretto (v. Mojsisovics).

Sonstiges Vorkommen: Im Buchensteiner Kalk bei Mar-

cheno im Val Trompia; Schilpario, Val di Scalve; Pufelser Schlucht bei S. Ulrich im Gröden.

Anzahl der Exemplare: 2 (v. Mojsisovics).

4. Formenreihe der *Trachycerata margaritosa.*

Protrachyceras margaritosum Mojs.

1882. *Trachyceras margaritosum* v. Mojsisovics. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 127, t. 82, f. 1.

Ein solch' ausgezeichnetes Exemplar, wie dasjenige, welches von v. Mojsisovics abgebildet worden ist, dürfte im Tretto jetzt schwer noch zu finden sein, nachdem fast jeder Stein in den Aufschlüssen der *Subnodosus*-Schichten durchgeschlagen worden ist. Die vielen Bruchstücke, welche ich sammeln konnte, können daher auch nur als statistisches Material dienen, um die relative Häufigkeit dieser Art im Tretto festzustellen.

Der Beschreibung und Abbildung, welche v. Mojsisovics von dieser Art giebt, ist nichts weiter hinzuzufügen.

„Die Windungen sind höher als breit, wachsen langsam an und lassen einen weiten Nabel offen. Der Externtheil ist verhältnissmässig breit und durch einen deutlichen Marginalrand von den flach gewölbten Seiten getrennt. Die zahlreichen Dornenspiralen .... sind bisher noch bei keiner anderen Form desselben Niveaus bekannt geworden. Eine auch bei anderen, im gleichen Niveau vorkommenden Trachyceraten sich wiederholende Eigenthümlichkeit besteht darin, dass die Stärke der Rippen in der Nabelgegend alternirend wechselte. Auf eine mit kräftigen Umbilicaldornen versehene, starke Rippe folgt regelmässig eine zwar selbständig vom Nabelrande ausgehende, ganz schwache, aber dornenlose Rippe.

Die Rippen laufen bis in die Mitte der Seiten ziemlich gerade und wenden sich hierauf leicht gegen vorne, welche Richtung sie bis zu den Externdornen an der Medianfurche beibehalten. Rippenspaltungen kommen bei den mit Umbilicaldornen versehenen Rippen sowohl nächst diesen, als auch in der oberen Seitenhälfte vor, während bei den schwach am Nabelrande beginnenden Rippen blos in der oberen Seitenhälfte Spaltungen einzutreten scheinen. In die von den Spaltrippen gebildete Gabel schieben sich häufig Intercalarrippen ein. Auch nochmalige Abspaltungen kommen gegen den Externrand zu vor. Nicht selten laufen aber Rippen der beiden Categorien ungespalten bis zu den Externdornen.

Die Medianfurche ist tief, ziemlich breit. Die schräge verlängerten Externdornen der beiden Windungshälften correspondiren nicht, sondern alterniren."

Sonstiges Vorkommen: Buchensteiner Kalk von Lavone

in Val Trompia; im selben Niveau bei Colle di Santa Lucia nächst Caprile.

Fundort: San Ulderico und Steig unterhalb San Rocco.

Anzahl der mir vorliegenden Exemplare: 7.

Proarcestes MOJSISOVICS.

Die einzige Art, welche ich im Tretto auffand, gehört in die Formenreihe, welche v. MOJSISOVICS im Jahre 1882 als Formenreihe der *Arcestes bicarinati* bezeichnet hat. Im Jahre 1892 ist für dieselbe dann die Benennung *Proarcestes* in Anwendung gekommen. v. MOJSISOVICS definirt die Untergattung *Proarcestes* folgendermaassen: Der letzte Umgang stimmt in seiner Gestalt und den inneren Kernen überein. Die Labien und die Varices der gekammerten Windungen setzen auf die Wohnkammer fort. Die mit Varices versehenen Gruppen besitzen auf der Wohnkammer meistens einen callös verschlossenen Nabel, während bei den mit Labien ausgestatteten Gruppen der Nabel auch auf der Wohnkammer in der Regel geöffnet ist.

Proarcesten sind bereits in den *Binodosus*-Schichten vorhanden und reichen bis in die *Aonoides*-Schichten. Die vicentinische Art ist mit einer solchen identisch, welche bisher nur im Wengener Niveau bekannt war. BITTNER[1]) erwähnt übrigens auch bereits ein Bruchstück eines *Arcestes* aus den *Subnodosus*-Schichten des Monte Lichelere oberhalb Recoaro, dasselbe scheint aber keine Bestimmung erfahren zu haben.

Proarcestes pannonicus MOJS.
Taf. XXI. Fig. 6.

1882. *Arcestes pannonicus* v. MOJSISOVICS. Cephalop. mediterr. Triasprovinz, p. 159, t. 65, f. 6, 7.

Es ist dies ein eigenthümlicher, bisher unbekannter Formentypus der vicentinischen *Subnodosus*-Schichten.

Proarcestes pannonicus ist ein sehr breiter, sehr engnabeliger *Proarcestes*. Der Schalendurchmesser verhält sich zu der Windungsdicke wie 5 : 4. Der Externtheil ist dabei breit und bildet mit nicht abgesetzten Flanken fast einen vollkommenen Halbkreis; der Nabel ist ziemlich tief; die Flanken biegen in leichter Rundung in eine senkrecht gestellte Nahtfläche um. Es ist nur eine einzige Schalenfurche sichtbar, welche vom Nabel leicht geschwungen, etwas nach vorne gebogen verläuft.

Die vicentinischen Stücke stimmen vollkommen und in allen Details mit dem von v. MOJSISOVICS vom Monte Clasavon abge-

[1]) Bericht über die geol. Aufnahme im Trias-Gebiet von Recoaro. Jahrb. k. k. geol. R.-A., XXXIII, 1883, p. 596.

bildeten Exemplar überein. Eine andere, sehr ähnliche Form ist der *Arcestes* sp., welchen SALOMON[1]) aus dem weissen Kalk von Forno di Fiemme abbildet; leider ist aus der Beschreibung nicht ersichtlich, ob diese Form Schalenwülste aufweist oder nicht; die Abbildung scheint aber derartiges zu zeigen; jedenfalls theilt dieser *Arcestes* mit dem unserigen die Eigenschaft, dass er noch dicker ist als *Arcestes Böckhi* von der Marmolata.

Eine verwandte, ebenso breite Form ist aus den Süd-Alpen sonst nicht bekannt; v. MOJSISOVICS vergleicht *Proarcestes pannonicus* auch nur mit zwei Hallstätter Arten, welche sich aber durch äussere Schalenwülste von ihm unterscheiden.

Das grösste gesammelte Exemplar ist stark verdrückt, so dass es die Artmerkmale nur undeutlich zeigt, das Negativ des vorletzten Umganges lässt aber die dicke Gestalt der Windung hinreichend gut erkennen. Der Durchmesser dieses Exemplares muss 5—6 cm betragen haben. Das besterhaltene Stück ist nur halb so gross, besitzt aber nichtsdestoweniger bereits die grosse Wohnkammer.

Sonstiges Vorkommen: Zone des *Trachyceras Archelaus*, rother Kalk des Mte. Clapsavon bei Forni di sopra in Friaul; im rothen Kalk von Vörösberény im Bakonyer Wald und wahrscheinlich im Kalk von Forno di Fiemme.

Fundort: San Rocco und San Ulderico im Tretto.

Anzahl der Exemplare: 3.

Nautilidae.

Nautilus BREYNIUS.

Nautilus occidentalis n. sp.

Taf. XXII, Fig. 1.

Durchmesser	80	mm	
Höhe des letzten Umganges .	40	"	
Verhältniss zum Durchmesser	0,5	"	
Dicke des letzten Umganges über	80	"	(bei den seitl. Flügeln)
Nabelweite	22	"	
Verhältniss zum Durchmesser	0,275	"	

Das gekammerte Fragment dieser ursprünglich grossen *Nautilus*-Form stellt eine in der südalpinen Trias sehr eigenthümliche Form dar.

Die äusseren Windungen zeigen etwa die Form von *Nautilus pompilius*, der Externtheil ist schmal, stark gewölbt und geht all-

[1]) Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica, XLII, p. 200, t 7, f. 1.

mählich in die leicht gebogenen Flanken über; auch der letzte Umgang zeigt noch diese Gestalt der Umgänge. unterscheidet sich aber vom *Nautilus pompilius* ganz erheblich durch die Ausbildung der Nabelregion; alle Windungen lassen vor Allem einen tiefen, nicht grossen Nabel frei, die letzte Windung zeigt aber ausserdem noch eine trompetenförmige Oeffnung, welche dadurch zustande kommt, dass sich die Schale am Nabel in breiten Lappen jeweils seitlich erstreckt und den Nabel wie einen Trichter umgiebt. Dass sich diese Schalenverbreiterungen zu einem hohlen Stachel ganz zusammenschliessen, wie es wohl bei carbonischen [1]) Arten vorkommt, glaube ich allerdings nicht.

Aus den Süd-Alpen ist eine derartige *Nautilus*-Form noch nicht bekannt geworden. Aehnliche Arten sind nur aus den Reiflinger Kalken und aus den schwarzen Olenek-Kalken Sibiriens bekannt. *Nautilus pertumidus* v. Arthaber zeigt ähnliche Schalenverbreiterungen am Nabelrand und steht unserer Art deshalb sehr nahe; Unterschiede sind aber darin vorhanden, dass die Reiflinger Art breiter ist und eine deutliche Nabelkante aufweist; der Externtheil der inneren Windung dieser Form ist ausserdem „flach gerundet“. In mancher Beziehung ist *Pleuronautilus sibillae* Mojs. [2]) unserer Form ähnlicher, auch bei ihm ist keine Andeutung einer Marginalkante vorhanden, während der Nabel mässig weit ist; doch scheinen nur bei ihm die inneren Windungen erheblich niedriger und breiter zu sein; jedenfalls ist der Nabel flacher und weiter als bei *Nautilus occidentalis.*

Möglicher Weise dürfte der *Nautilus* sp. ind., welchen Salomon [3]) aus dem Marmolata-Kalk beschreibt, mit dem unseren identisch sein. Die Involution ist wenigstens sehr ähnlich. Salomon beobachtete allerdings nicht die starke Schalenverbreiterung am Nabel; doch dürfte dieselbe bei dem kleinen Marmolata-Exemplar (Durchmesser = 27,1) noch nicht in die Augen springen.

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Belemnoidea.

Belemnitidae.

Atractites Gümbel.

Atractites sp.

Der Vollständigkeit halber sei nur kurz erwähnt, dass auch

[1]) A. H. Foord, On a new genus and species of *Nautilus*-like shell *(Acanthonautilus bispinosus)* from the carboniferous Limestone of Ireland. Geol. Mag., (4) IV, 1897, p. 147, 287.

[2]) Arktische Triasfaunen, p. 100, t. 16, f. 1.

[3]) Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata, a. a. O., p. 178, t. 6, f. 4.

ein Fragment von *Atractites* in den *Subnodosus*-Schichten gefunden wurde. Eine Bestimmung liess dieses kleine und fragmentäre Stück nicht zu.

Lamellibranchiata.

Lima Brugière.

Lima Telleri Bittn.

1895. *Lima Telleri* Bittner[1]). Lamellibranchiaten d. alpinen Trias, p. 194, t. 24, f. 4.

Diese *Lima* liegt mir momentan nur in zwei Exemplaren vor, ich muss aber hinzufügen, dass ich beim Zerschlagen der Kalkknollen mit der *Subnodosus*-Fauna ab und zu auch weitere Bruchstücke angetroffen habe, so dass diese Art in diesen Schichten nicht gar so sehr selten zu sein scheint. Leider springt sie aber nur schwer aus dem festen Gestein heraus.

Es ist eine ziemlich kleine *Lima*-Art mit ziemlich hoher Ligamentarea, welche an scharfer Kante von dem Hauptschalentheil abfällt; die übrige Schalenfläche ist dabei mässig gewölbt. Die gegen 30 Rippen, welche die Oberfläche trägt, sind scharf und deutlich und nahezu alle gleich stark, nur an den Seiten der Schale werden sie jeweils etwas feiner; sie lassen scharfe, dem Negativ der Rippen entsprechende Zwischenräume frei. Die Arealfläche ist glatt.

Die vicentinische *Lima* wurde zuerst von Salomon aus dem Marmolata-Kalk der Val di Rosalia[2]) erwähnt und dann von Bittner aus dem Esino-Kalk der Val del Monte genauer beschrieben. Diese Art scheint demnach besonders an die kalkige Facies der Buchensteiner und Wengener Schichten gebunden zu sein.

Eine nah verwandte Art ist offenbar *Lima alternans* Bittn. aus den St. Cassianer Schichten; die Gestalt stimmt vollkommen überein. Die Berippung weicht aber dadurch ab, dass sich bei der St. Cassianer Form jeweils eine schwächere Nebenrippe zwischen die Hauptrippen einschiebt. Die keineswegs engen Beziehungen zu der nur äusserlich etwas ähnlichen *Lima striata* Schl. hat bereits Bittner besprochen.

Fundort: San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 2.

---

[1]) Abhandl. k. k. geol. R.-A., XVIII, 1895, Wien.

[2]) Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica, XLII, 1895, p. 108, t. 4, f. 5

Lima vicentina n. sp.
Taf. XXII, Fig. 2.

Diese Art steht der *Lima striata* Schl. sehr nahe. Sie besitzt dieselbe starke Rundung der Schale; im Gegensatz zur vorigen Art ist keine Kante gegen die Arealfläche vorhanden, sondern wie bei *Lima striata* biegt die Schale vorne leicht zur Area um. Der Wirbel ist rund und plump. Die Oberfläche ist aber von sehr zahlreichen (gegen 100), enggedrängten, gerundeten Falten überzogen, welche nur lineare Zwischenräume lassen. Diese Sculptur ist am Wirbel undeutlich, in der Mitte des unteren Schalenrandes am höchsten, vorne und hinten aber feiner. E. Philippi [1]) erwähnt eine *Lima* sp., welche sich in den *Trinodosus*-Schichten von R. Perla bei Linzanico in der Grigna fand. Diese Form vereinigt Benecke [2]) wohl mit Recht mit *Lima striata* Schl. Sie ist viel sparsamer berippt und erheblich schiefer als unsere Art.

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Mysidioptera Salomon.

Mysidioptera Wöhrmanni Sal.
Taf. XXI, Fig. 2.

1895. *Mysidioptera Wöhrmanni* Salomon. Marmolata, p. 157, t. 5, f. 15.
1895. — — Bittner. Lamellibranchiaten d. alpinen Trias, p. 178, t. 20, f. 7—10.

Die kleinen Schalen dieser „mytiloiden Limide“, welche bereits aus dem Marmolata-Kalk bekannt war, fanden sich auch in den *Subnodosus*-Schichten.

Es liegt eine besonders gut erhaltene rechte Schale vor, welche ich auch abbilden liess. Der Wirbel ist spitz, die Schale höher als breit und stark gewölbt, dabei ohne erkennbare Sculptur. Die vordere Lunula ist sehr klein und einwärts gebogen, der sanft abgebogene Schalenrand, in welchem die Schalenoberfläche in sie übergeht, ist kürzer als der hinter dem Wirbel gelegene gerade Rand der Ligamentfläche. Wie mir die in unserer Strassburger Sammlung liegenden Original-Exemplare von Bittner zeigen, kommen in diesem Verhältnisse kleine Verschiedenheiten vor. Die vicentinischen Stücke gleichen am meisten dem Bittner'schen Original zu Figur 8 und auch der Salomon'schen Abbildung, weniger dem grösseren Stück, welches bei Bittner in Figur 9 abgebildet ist, wo der hinter dem Wirbel gelegene Schalenraum erheblich kürzer ist als der vordere.

---

[1]) Beitrag zur Kenntniss des Aufbaues der Schichtenfolge im Grignagebirge. Diese Zeitschr., 1896, p. 726.

[2]) Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. f. Min., III, 1885, p. 218.

Sonstiges Vorkommen: Marmolata.
Fundort: San Rocco (Tretto).
Anzahl der Exemplare: 3.

Mysidioptera Marzari-Pencati n. sp.
Taf. XXI, Fig. 5.

Diese grosse *Mysidioptera* liegt mir in einem zweischaligen Exemplar vor, von dem aber nur die rechte Schale ziemlich vollständig erhalten ist.

Es ist dies eine sehr breite Form (Schalenbreite = 36 mm; Schalenhöhe = 32 mm) mit sehr stark gewölbter Wirbelpartie; die Schalenoberfläche fällt daher von der Schalenmitte sowohl nach den Seiten als auch nach dem unteren Schalenrande zu sehr stark ab. Der Wirbel selbst ist nur klein und spitz, vor demselben liegt die nicht abgesetzte, wenig ausgedehnte, lunulare Partie; hinter dem Wirbel dehnt sich der ebenfalls nicht abgesetzte Theil der hinteren Ligamentpartie aus. Die Oberfläche ist mit feinen Anwachsstreifen bedeckt, welche sich nur ab und zu zu einem deutlicheren Schalen-Abfall verdichten. Nur unweit des Schalenrandes tritt ein höherer Schalen-Abfall auf.

Der Gestalt nach ist diese Art am ehesten mit *Mysidioptera fornicata* Bittn. aus dem Marmolata-Kalk zu vergleichen. Beide sind hochgewölbt und zeigen eine ganz ähnliche Ausbildung der unter dem Wirbel gelegenen Schalenpartie. Unterschiede sind aber darin vorhanden, dass unsere Art über doppelt so gross ist, etwas weniger unsymmetrisch gestaltet ist und keine Spur einer radialen Berippung erkennen lässt.

Nächstverwandte Art: *Mysidioptera fornicata* Bittn. aus dem Marmolata-Kalk.
Fundort: San Rocco (Tretto).
Anzahl der Exemplare: 1.

Mysidioptera Maraschini n. sp.
Taf. XXI, Fig. 7.

Diese kleine *Mysidioptera* liegt mir in einem kleinen, vollständigen, sehr scharfen Exemplar einer rechten Schale vor, auf welcher sich eine *Placunopsis*-Schale befindet.

Diese Art ist durch eine sehr hohe Gestalt und durch einen sehr langen, geraden, sich hinter dem Wirbel hinerstreckenden Rand der Ligamentfläche ausgezeichnet; die vordere Umbiegung der Schale zur schmalen Lunula ist kurz und etwas geschwungen. Die Schalenoberfläche ist schwach gewölbt; nur von dem spitzen, nach vorne gerichteten Wirbel erstreckt sich schräge nach hinten eine leichte Aufwölbung. Es ist eine äusserst feine, aber sehr

scharfe, regelmässige, concentrische Streifung unter sehr scharfer Loupe zu erkennen.

Mysidioptera Maraschini schliesst sich am nächsten an die vorige Art an, nur ist der hintere Rand der Ligamentfläche viel ausgedehnter, die Schalenwölbung viel geringer und die Schalenhöhe grösser. Auch *Mysidioptera Cainalli* besitzt einen viel kürzeren Ligamentflächenrand.

Nächstverwandte Art: *Mysidioptera Wöhrmanni* Bittn.

Fundort: San Ulderico (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Placunopsis Morris u. Lycett.

Placunopsis Pasini n. sp.

Taf. XXI, Fig. 7; Taf. XXIII, Fig. 8.

Auf dem Original von *Mysidioptera Wöhrmanni* und auf demjenigen von *Mysidioptera Maraschini* sitzen kleine, winzige Schälchen, welche keine Schlosszähne zeigen und auch keine Ligamentgrube erkennen lassen, also zu *Placunopsis* zu rechnen sind. Der Muskeleindruck sitzt in dem einen Falle auffallend hoch, ganz nahe dem geraden, langen Schlossrand, in dem anderen Falle ist er nicht deutlich zu erkennen. Im Gegensatz zu *Placunopsis parasita* Bittn. und *P.* sp. bei Bittner[1]) ist keine Radialberippung vorhanden; man kann allein 3—4 deutliche Anwachs-Absätze der Schale unterscheiden, auch ist kein verdickter Rand ausgebildet, welcher die Schale bei den Bittner'schen Arten sowohl nach innen zu als auch nach aussen abfallen lässt. Die kleinen Schalen sind rechte Schalen, und glaube ich, dass zu derselben Art zwei etwas grössere linke Schalen gehören, welche ebenfalls sehr scharf erhalten sind. Diese Schalen sind mässig gewölbt, etwas höher als breit, genau von der Form der zuerst erwähnten, rechten, mit der ganzen Fläche an die Mysidiopteren angewachsenen Schalen. Der Wirbel ist klein, wenig hervorragend, der obere Schalenrand wird durch ihn nicht verdeckt.

Nahe verwandt scheint mir diese Art mit *Placunopsis alta* Gieb. zu sein; auch bei dieser deutschen Art sind aber einige „schwache strahlende Falten" vorhanden. Im Uebrigen ist die Gestalt und die feine, scharfe, concentrische Streifung aber beiden Arten gemeinsam.

Fundort: San Rocco (rechte Schale); San Ulderico (linke, rechte Schale) im Tretto.

Anzahl der Exemplare: 4.

---

[1]) Lamellibranchiaten der alpinen Trias, p. 216 f.

Cypricardia Lamarck.

Cypricardia Buchi n. sp.

Taf. XXII, Fig. 3, 4.

1896. *Cypricardia* cf. *Escheri* Giebel bei Philippi[1]). Grignagebirge, p 726.

Diese Muschelform liegt in einem kleinen und zwei grossen Exemplaren vor; da diese Form auch schon früher aus der alpinen Trias erwähnt worden ist, so möchte ich sie nicht unbenannt lassen. Mit der kleinen, aus den *Subnodosus*-Schichten vorkommenden Muschel ganz identische Muscheln befinden sich nämlich im lombardischen *Trinodosus*-Kalk. Philippi erwähnt diese Art als *Cypricardia* cf. *Escheri* Gieb.

Es ist eine kleine, hochgewölbte Muschel, deren Wirbel stark eingerollt ist und ganz am vorderen Schalenrande liegt. Unter dem Wirbel befindet sich eine tief eingesenkte Area und unterhalb derselben springt die Schale noch in Form eines Lappens vor, welcher im Steinkern die Spur des vorderen, grossen Muskeleindruckes trägt. Von dem kleinen Wirbel schief nach hinten und unten verläuft eine hochgewölbte Schalenpartie. Der Umriss der Schalen wird dadurch rechteckig. Am Hinterrande ist der grosse hintere Muskeleindruck sichtbar, an welchem die tief eingesenkte Mantellinie verläuft. Nach einem Schalenfragment zu urtheilen, ist unsere Art nur mit feinen, unregelmässigen Anwachsstreifen versehen.

Etwas anders verhalten sich die zwei grossen Exemplare dieser Art aus dem Tretto. Bei ihnen ist der nach hinten und oben gerichtete Abfall der vom Wirbel ausgehenden Schalenwölbung nicht so steil gestellt; die hintere Begrenzung der Schale dagegen etwas schiefer gerichtet, so dass die Gestalt dieser grossen Stücke mehr die eines Parallelogramms ist. Der vordere Muskeleindruck ist noch riesenhafter entwickelt, während der hintere Eindruck kaum hervortritt. Die Schale ist ebenfalls nur mit feinen Anwachsstreifen bedeckt.

Philippi bemerkt sehr richtig: „Unsere Form scheint etwas aufgeblähter zu sein als die Lieskauer, ausserdem unterscheidet sie sich dadurch von ihr, dass ihr die Depression vor der Kante fehlt, die Vorder- und Hinterfläche gegen einander abgrenzt.“

Sonstiges Vorkommen: R. Perlo in der Grigna im *Trinodosus*-Kalk.

Fundort: San Ulderio und Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 3.

---

[1]) Beitrag zur Kenntniss des Aufbaues der Schichtenfolge am Grignagebirge. Diese Zeitschr., 1896.

Cypricardia Beyrichi n. sp.
Taf. XXII, Fig. 5.

Diese Muschel ist mit der vorigen so nahe verwandt, dass sie auch zu *Cypricardia* gestellt werden darf. Sie liegt mir in zwei grossen Exemplaren vor (Breite = 30 mm, Höhe = 19 mm).

Sie unterscheidet sich von *Cypricardia Buchi* vor Allem durch die viel längere Form und durch den geraden, langen, oberen Schalenrand, zu dem eine viel breitere, sehr viel weniger schräg gestellte Fläche von der Höhe der ziemlich scharfen, von dem Wirbel schräg nach hinten verlaufenden Aufwölbung hinabreicht; ferner ist diese Diagonalerhebung fast gerade in ihrem Verlauf, während sie bei *Cypricardia Buchi* einen leicht nach abwärts gerichteten Bogen beschreibt; dadurch kommt im gesammten ein fast 90° betragender Winkel zwischen dem oberen und hinteren Schalenrande zu Stande. Bei *Cypricardia Buchi* ist dieser Winkel durch einen nur leicht umgeknickten Bogen abgeschnitten.

Nächstverwandte Art: *Cypricardia Buchi* Tornq.

Fundort: San Ulderico, Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 2.

Arcomya Agassiz.

Arcomya (?) sanroccensis n. sp.
Taf. XXII, Fig. 7.

1895. *Arcomya (?)* nov. sp. Salomon. Marmolata, p. 173, t. 5, f. 54.

Die 40 mm lange, 22 mm hohe Muschel stimmt vollkommen mit der von Salomon als *Arcomya* n. sp. abgebildeten Form überein. War das Marmolata-Exemplar ein Steinkern, so ist an dem vorliegenden die Schalenbeschaffenheit deutlich zu erkennen. War jenes eine rechte, so ist das unserige eine linke Schale.

Die Form ist ziemlich gewölbt, nach vorne vorgezogen; der Wirbel liegt kurz vor der Schalenmitte; schräg nach hinten läuft eine abgestumpfte Diagonalkante. Der untere Schalenrand ist flach gerundet. Die Sculptur besteht aus flachen Anwachsfalten, welche hinter der Diagonalkante am höchsten sind. Der Wirbel selbst und seine Umgebung ist fortgebrochen; die entscheidenden Gattungsmerkmale von *Arcomya* sind also nicht kenntlich.

Ausser dieser grossen dürfte auch noch eine kleinere, gedrungener gestaltete Muschel zu dieser Art gehören; die Form scheint sonst ähnlich zu sein, die Berippung ist etwas gröber, doch dürfte letzterer Unterschied durch die verschieden günstige Erhaltung als Durchdrucksteinkern herbeigeführt sein.

Die Unterschiede zwischen dieser Art und der gleichfalls im Marmolata-Kalk auftretenden *Arcomya Sansonii* erwähnt Salomon

ausführlich. *Cercomya(?) crassa* bei TOMMASI[1]) ähnelt unserer Form zwar sehr, ja stimmt bezüglich der Gestalt fast überein, scheint aber eine zartere Sculptur zu besitzen und dürfte weniger gewölbt, etwas länger und vorne und hinten niedriger sein.

Anderweitiges Vorkommen: Marmolata-Kalk.

Fundort: Steig unterhalb San Rocco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 2.

Arcomya (?) sp.
Taf. XXIII, Fig. 9.

Beim Durchschlagen eines Blockes unterhalb San Rocco kam eine ganze Anhäufung von dieser Muschelform zu Tage, welche mit kleinen Daonellen im wirren Durcheinander beisammen lagen. Es ist anzunehmen, dass dies nur eine Jugendform einer grösseren Muschel ist, vielleicht von *Arcomya sanroccensis.*

Daonella MOJSISOVICS.

Daonella paucicostata n. sp.
Taf. XXIII, Fig. 1—4.

Von dieser in den *Subnodosus*-Schichten überaus häufigen *Daonella* heisst es bei BITTNER[2]): „Die Art aus den „bunten Spizzekalken“ wurde von E. v. MOJSISOVICS mit der *Daonella parthanensis* des obersten Muschelkalkes verglichen.“ Allem Anscheine nach muss sich diese Bemerkung auf eine persönliche Mittheilung des Herrn v. MOJSISOVICS beziehen, denn ich konnte weder in der Monographie über *Daonella* und *Halobia* noch auch in der kurzen Mittheilung über Recoaro von v. MOJSISOVICS eine Angabe über diese vicentinische *Daonella* auffinden. Ausserdem scheint sie mir auch den Thatsachen wenig zu entsprechen.

Daonella parthanensis ist eine sehr eng berippte *Daonella;* nach v. MOJSISOVICS ist sie noch enger berippt als *Daonella tirolensis;* das gerade Gegentheil davon ist *Daonella paucicostata,* diese ist die wenig berippteste Daonellen-Art, welche wir kennen. Wie besonders die SALOMON'schen[3]) und LEPSIUS'schen[4]) Abbildungen zeigen, ist *Daonella parthanensis* ferner durch deutlich gespaltene Rippen ausgezeichnet; *Daonella paucicostata* zeigt dagegen stets einfache und hin und wieder nur Schalt-Rippen.

Daonella paucicostata ist eine schwach gewölbte Muschel mit ein wenig erhabenem, gerundetem, zum Schlossrand hin gebogenem Wirbel; die Aufwölbung der Schale verliert sich aber

---

[1]) Rivista della Fauna raibliana. Annali del R. Istituto tecnico di Udine, (2), 1890, p. 63, t. 4a, f. 13.

[2]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., XXXIII, 1883, p. 595.

[3]) Palaeontographica, XLII, 1895, t. 5, f. 5—8.

[4]) Das westliche Süd-Tirol, 1878, t. 2, f. 2.

in einiger Entfernung vom Wirbel schon, und grosse Exemplare nehmen eine nahezu flache Gestalt an. Der Wirbel ist stets mehr der Vorderseite der Muschel genähert. Der Vorderrand der Muschel ist nach abwärts zu leicht abgerundet; hinter dem Wirbel erstreckt sich dagegen eine etwas verdickte Schalenpartie geradlinig nach hinten, welche das Ligament trägt. An der Hinterecke findet eine scharfe Umknickung in den hinteren Schalenrand statt. An ganz kleinen (Taf. XXIII, Fig. 1) Exemplaren sind nur ziemlich weitstehende Anwachslamellen unterscheidbar; in einer Entfernung von 5—9 mm vom Wirbel setzen in der Regel erst Radialfurchen ein. Es entstehen zuerst etwa 16 weit entfernt stehende, lineare Furchen, welche auf der hinteren Schalenpartie etwas enger stehen und nur bis etwas vor die Schalenmitte reichen, den vorderen Schalentheil aber gänzlich frei lassen. Diese Furchen verlaufen vollständig geradlinig bis zum Schalenrand, in weiten Intervallen werden sie nur von wenigen Anwachslamellen etwas gebogen. Zwischen diese Primärrippen schieben sich nun in etwas grösserer Entfernung schnell die Grösse der Hauptrippen erreichende Schaltrippen ein; auf der Schalenmitte treten die Schaltrippen fast regelmässig zwischen den primären Rippen auf, auf der hinteren Schalenfläche treten sie sparsamer auf.

Die zahlreichen Exemplare dieser häufigen *Daonella*-Art zeigen verschiedentlich die Beschaffenheit der Wirbelpartie in vollständiger Erhaltung; es lässt sich dann stets erkennen, dass ein Halobien-Ohr nicht vorhanden gewesen ist; die unverletzte, in keiner Weise ausgebuchtete vordere Schalenpartie zeigt den Verlauf, welcher für *Daonella* charakteristich ist[1].

Schliesslich sei noch hervorgehoben, dass die Berippung dieser Art nicht ganz constant erscheint. Neben sehr weitrippigen Stücken finden sich auch erheblich enger berippte.

Eine nähere Beziehung zu einer bekannten *Daonella* ist kaum mit einiger Sicherheit zu erkennen.

Fundort: San Ulderico, Steig unterhalb San Rocco (Tretto), östlich Campitello C. Nuova (Tretto) und Fantoni bei Fongara oberhalb Recoaro.

Anzahl der vollständigeren Exemplare: 8.

Daonella Taramelli Mojs.

Taf. XXIII, Fig. 5, 6.

1874. *Daonella Taramelli* v. Mojsisovics. *Daonella* und *Halobia*[2]), p. 18, t. 2, f. 10, 11, 12.

---

[1]) Ich halte daher die Trennung von *Daonella* und *Halobia* entgegen Rothpletz und de Lorenzo aufrecht und erkenne darin einen scharfen Unterschied gegenüber der sonst ähnlichen *H. sicula* Gemm.

[2]) Ueber die triadischen Pelecypoden-Gattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandl. k. k. geol. R.-A., VII (2).

Sehr viel seltener als die vorige Art findet sich diese stets in grösseren Stücken vorkommende *Daonella.* Sehr vollständige Exemplare konnte ich aus dem splitterigen Gestein nicht herausschlagen, doch zeigen die vorliegenden Stücke alle Hauptmerkmale der Art hinreichend.

Von *Daonella paucicostata* ist diese Form sofort durch die viel enger gestellte Sculptur zu unterscheiden. Spricht man bei *Daonella* am besten von linearen Furchen, welche die Schalenoberfläche durchsetzen, so liegen diese Furchen bei *Daonella Taramelli* so nahe bei einander, dass man von den Zwischentheilen dieser Furchen besser als Rippen spricht. Ein weiterer Unterschied ist der viel stärker aufgewölbte, vom Wirbel nach hinten verlaufende Schalentheil.

Das Charakteristische der Art ist der sehr weit nach vorne gelegene Wirbel und die von ihm nach hinten verlaufende, starke Aufbiegung der Schale; vom hinteren Schlossrand erhebt sich die Schalenoberfläche steil in die Höhe, um erst nach starker Aufbiegung in die flachere Oberfläche umzubiegen. Die Rippen beginnen fast am Wirbel und haben die Tendenz zur Doppelstellung; dadurch, dass sich secundäre Furchen zwischen die Hauptfurchen einschalten, welche nicht die Stärke der letzteren erreichen, resultiren Doppelrippen, welche sich von den benachbarten umsomehr entfernen, jemehr sie sich dem Schalenrande nähern. Bei den vicentinischen Stücken ist dieses Merkmal, welches diese Art nur mit *Daonella Lomelli* gemeinsam hat, wie v. MOJSISOVICS angiebt, aber nicht ganz so stark ausgeprägt, wie es bei den Stücken aus der Lombardei und von Süd-Tirol der Fall ist; ebenso konnte nirgends eine Spaltung[1]) in drei Rippen wahrgenommen werden.

Von *Daonella paucicostata* unterscheidet sich diese Art auch noch durch die viel schräger gestellte Berippung des hinteren Schalentheiles.

Diese *Daonella* ist von besonderer stratigraphischer Bedeutung.

Sonstiges Vorkommen: In den obersten Buchensteiner Schichten in der Pufler-Schlucht im Gröden; zwischen St. Leonhard und Campil; ferner von Pasturo-Stalle Chiesa, Val Sassina und von Esino in der Lombardei (nach BENECKE) und Pieve di Buono in Judicarien(?) (nach BITTNER).

Fundort: San Ulderico, Steig unterhalb San Rocco im Tretto.

Anzahl der Exemplare: 4.

---

[1]) war vorher stets vom Einschalten der Furchen die Rede, so ist zu bemerken, dass sich die Rippen spalten, wenn die Furchen sich durch Schalten vermehren.

Gastropoda.

Die gefundenen Gastropoden sind leider meist in recht mangelhafter Erhaltung, so dass ich nur zwei Arten derselben mit Sicherheit erkennen konnte. Aus dem spröden, harten, kieseligen Kalk springen sie nur selten heraus, dabei ist die Schale meist vollständig mit dem Gestein verwachsen, so dass nur werthlose Steinkerne erhalten werden. Es finden sich aber sowohl hohe, langsam anwachsende *Eustylus*- oder *Loxonema*-ähnliche Gehäuse als niedrige, *Kokeniella*-ähnliche Windungen nicht selten.

Durch günstigere Erhaltung zeichneten sich nur zwei Gastropoden-Formen aus: die kleine, local in Massen angehäufte *Damesiella torulosa* nov. gen. nov. sp. und ein *Trachybembix Salomoni* J. Böhm.

Damesiella nov. gen.

Diese bisher nur aus dem Niveau der St. Cassianer Schichten bekannt gewordene Schnecken-Gattung lässt sich kurz folgendermaassen diagnostiziren:

Kleines, links gewundenes Gehäuse von kaum einem Umgang, dessen Windung sich nicht berührt. Der Umgang wächst schnell an und ist im Querschnitt schief oval. Schalenoberfläche und Steinkern mit groben, dicken Querwülsten versehen.

Die einzige Art, welche ausser der vorliegenden bekannt ist, ist die von Kittl als *Naticella(?) anomala* [1]) beschriebene. Kittl giebt von dieser St. Cassianer Art folgende Beschreibung: „Gehäuse links gewunden(?), fast mützenförmig, mit seitlich eingerolltem Apex. Der letztere sowie der Nabel sind beide vertieft; es scheint nur ein einziger Umgang oder nicht viel mehr vorhanden gewesen zu sein. Der Querschnitt und die Mündung sind queroval, mehr oder weniger schräg gestellt. Die Sculptur besteht aus Querrippen und dazu parallelen, zwischen jenen eingeschalteten, feinen Querstreifen.“ Die Zweifel, welche Kittl Anfangs hatte, diese Form als Gastropod anzusehen, lösten sich später, und er kommt schliesslich zu dem Schluss, dass dieses Gehäuse die meiste Verwandtschaft mit der palaeozoischen *Spirina* [2]) aufweise; da diese letztere aber rechts gewunden ist und deutliche Längsstreifung besitzt, so ist eine Identification doch nicht möglich; durch das Auftreten einer zweiten Art in den *Subnodosus*-Schichten gewinnen diese Unterschiede entschieden noch mehr Bedeutung, und ich kann dem von Kittl gemachten Schluss nur

[1]) Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias, II. Theil. Annal. k. k. naturhist. Hofmus., VI, p. 134, t. 9, f. 28.

[2]) Kayser, Ueber einige neue oder wenig bekannte Versteinerungen des rheinischen Devon. Diese Zeitschr., XLI, 1889, p. 290 und t. 12, f. 7.

beistimmen; dass das Hauptmerkmal, die Linkswindung des Gehäuses, weder für eine Zugehörigkeit zu *Naticella,* noch für eine solche zu *Spirina* spricht. Ich begründe daher auf die beiden bekannten, in verschiedenen Horizonten vorkommenden und somit einen bestimmten Formentypus darstellenden Gastropoden eine neue Gattung, *Damesiella,* welche ich mir erlaube, dem Andenken an WILHELM DAMES, dessen Unterstützung und Rath ich so vieles für meine Untersuchung in der Trias von Recoaro verdanke, zu widmen.

Damesiella torulosa n. sp.
Taf. XXIII, Fig. 7.

Das abgebildete, besonders günstig aus dem Gestein gesprungene Exemplar besitzt eine Windungshöhe an der Mündung von etwas mehr als 3 mm, bei einem Durchmesser des Umganges von nur ca. 4 mm. Das Anwachsen des einzigen Umganges geschieht daher rapid. An der Seite, an welcher sich die Windung stärker von der Aufrollungsebene entfernt, ist die Unterseite zu suchen, und ist die Windung der Schnecke demnach linksseitig; immerhin weicht das Gewinde nur wenig aus der Ebene und die Ansicht von unten, in den Nabel, und von oben bieten wenig Unterschied. Wahrscheinlich berühren sich die Enden der Windung nicht, doch ist das nicht ganz sicher zu erkennen. Die Oberfläche ist von etwa 10 breiten, an die Wülste des *Lytoceras torulosum* erinnernden Wülsten eingenommen.

Im Gegensatz zu *Damesiella anomala* KITTL ist unsere Form stark aufgebläht und beträchtlich schneller anwachsend; während die Sculptur der St. Cassianer Art aus Querrippen und dazu parallelen, zwischen jenen eingeschalteten, feinen Querstreifen besteht, fanden wir bei *Damesiella* grobe Querwülste.

Die Sculptur der rechtsgewundenen, devonischen *Spirina brilonensis* KAYS. trägt gleichfalls Querrippen und ähnelt der Cassianer Art mehr als der unserigen.

Fundort: Campitello bei Casa Nuova (Tretto).

Anzahl der untersuchten Exemplare: In grosser Menge in einer Linse der *Subnodosus*-Kalke zusammengehäuft.

Trachybembix J. BÖHM.
Trachybembix Salomoni J. BÖHM.
Taf. XXII, Fig. 6.

1893. *Trachybembix Salomoni* JOH. BÖHM[1]). Gastrop. d. Marmolata, p. 221, t. 9, f. 10.

In dem gefleckten Crinoiden- und Lithothamnien-Kalk des oberen Buchensteiner Niveau am Ausgang des Orco-Thales fand Herr

[1]) Die Gastropoden des Marmolata-Kalkes. Palaeontographica, XLII.

Dr. DE PRETTO eine Pleurotomaride. Die Schnecke ist nur in einem Negativ vorhanden, doch ist die Erhaltung scharf. Es sind bei einem Durchmesser von ca. 20 mm und einer Gewindehöhe von ca. 15 mm sechs Umgänge vorhanden. Das Gehäuse ist niedrig-kreiselförmig; die Umgänge wachsen schnell an. Die Umgänge setzen stufig an einander ab. Jeder Umgang trägt oben an der Sutur eine deutliche Kante, ferner etwas unterhalb der Mitte eine stark hervortretende Partie, welche in ihrer Mitte das Schlitzband trägt und zu beiden Seiten desselben hohe Kiele zeigt; an der unteren Sutur ist dann nochmals eine deutliche Kante ausgebildet. Ueber die ganze Oberfläche ist eine feine, schräg nach hinten und unten gerichtete Streifung vorhanden, welche sich an der oberen Sutur zu kaum wahrnehmbaren Verdickungen erhebt. Die Unterseite, die Nabelpartie, ist nicht sichtbar.

Diese Form stimmt fast vollkommen mit den von J. BÖHM beschriebenen Marmolata-Schnecken überein. Ein geringer Unterschied, welcher aber wohl kaum von grosser Bedeutung ist, dürfte nur darin vorhanden sein, dass unsere Form etwas höher gewunden ist. Der Apicalwinkel dürfte nahezu 90° sein, während er bei der BÖHM'schen Form ein stumpfer ist. Dadurch nähert sich unser Exemplar etwas dem *Trachybembix Junonis* KITTL; letztere Art ist aber schon „kegelförmig".

Sonstiges Vorkommen: Marmolata-Kalk.

Fundort: Nahe dem Ausgange des Val del Orco (Tretto).

Anzahl der Exemplare: 1.

Brachiopoda.

Die Brachiopoden der „bunten (Buchensteiner) Kalke von Recoaro" sind bereits von BITTNER in seiner Monographie der „Brachiopoden der alpinen Trias"[1]) bearbeitet worden. Ich stelle die von BITTNER beschriebenen Brachiopoden-Arten hier nur kurz zusammen und kann dann noch über eine andere, von mir aufgefundene Art berichten. Im Allgemeinen scheinen die *Subnodosus*-Schichten bei Recoaro etwas reicher an Brachiopoden zu sein als diejenigen des Tretto; jedenfalls sind beide aber als ziemlich arm an diesen Fossilien zu bezeichnen.

BITTNER bestimmte folgende Arten:

Rhynchonella cf. *refractifrons* BITTNER, der häufigsten und bis zu einem gewissen Grade bezeichnenden Rhynchonellenform der Schreyer-Alm-Marmore äusserst nahestehend, wenn auch nicht identisch.

Fundort: Abzweigung des nach Caili führenden Weges oberhalb Fantoni (Fongara) bei Recoaro (BITTNER).

---

[1]) Abhandl. k. k. gel. R.-A., XIV, p. 48 ff.

Rhynchonella cimbrica Bittner.

Fundort: Val Asnicar bei Recoaro (Bittner), Steig unterhalb San Rocco im Tretto (von mir gefunden).

Rhynchonella teutonica Bittner.

Nächstverwandte Art: *Rhynchonella vivida*, Nebenform von *Rhynchonella decurtata* Gir. im Muschelkalk.

Fundort: Weg von Fantoni nach Caili bei Recoaro (Bittner).

Spirigera venetiana Bittner.

Sonstiges Vorkommen: Debelo in Dalmatien („Virgloria-Kalk").

Fundort: Weg von Fantoni nach Caili bei Recoaro; auf der Höhe des Mte. Casare (Lichelere) bei Recoaro.

Ausser diesen vier Arten erwähnt Bittner noch anhangsweise „eine grosse, glatte *Spiriferina* mit Spuren von seitlicher Faltung, etwa der *Spirif. ptychitiphila* der Schreyer-Alm-Schichten oder der *Sp. halobiarum* der Hallstätter Kalke vergleichbar; dann eine kleine *Waldheimia (Aulacothyris)* mit ziemlich kurzem Septum; endlich eine kleine, schmale, spitzdreieckige, glatte *Rhynchonella* vom Typus der *Rh. cimbrica*, aber mit stark median vertiefter, grosser Klappe".

Ausser diesen Formen kommt in den *Subnodosus*-Schichten noch eine grobgerippte *Rhynchonella* vor.

Rhynchonella salinaria Bittn.

Taf. XXII, Fig. 8.

1890. *Rhynchonella salinaria* Bittner[1]). Brachiop. d. alpinen Trias, p. 169, t. 37, f. 30.

Diese kleine *Rhynchonella* zeichnet sich durch ihre dreieckige, unten am Stirnrand breite, am Wirbel spitzwinkelige Gestalt aus. Vom Wirbel aus ist die Schale jeseits senkrecht abgeflacht. Die grosse Klappe ist an der Wirbelgegend flach, ähnlich *Rhynchonella varians* „mit steifem Nacken", die kleine Klappe ist dagegen ziemlich stark gewölbt. Es sind 7 hohe, in der Stärke fast gleiche, scharfe Rippen vorhanden, welche aber erst in beträchtlicher Entfernung vom Wirbel entspringen. Am Stirnrand ist kein Sinus oder Wulst ausgebildet; um ein geringes dürfte sich die grosse Klappe aber in die kleine vertiefen. Die Rippen bilden daher eine starke, ungebuchtete Zickzacklinie.

Diese Art dürfte mit der von Bittner beschriebenen Zlambachform identisch sein; allerdings ist die Berippung der *Rhynchonella salinaria* etwas regelmässiger und zeigen die Rippen keine Tendenz zum Spalten.

[1]) Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. k. k. geol. R.-A., XIV.

Sonstiges Vorkommen: Zlambach.

Fundort: Nordseite des Campo grosso am Wege nach Staro (im Geröll).

Anzahl der Exemplare: 1.

II. Das Auftreten der Subnodosus-Schichten bei Recoaro und Schio.

Während die festen Spitz-Kalke im Liegenden unseres Horizontes stets gut aufgeschlossen sind, konnten die *Subnodosus*-Schichten nur an wenigen Aufschlüssen hinreichend studirt werden.

Ueber dem meist steilen Abfall der festen Spitz-Kalke breitet sich überall eine wenig ansteigende, mit Matten bewachsene, wellige Terrasse aus, welche bis zum Fuss der steilen Mauer des Hauptdolomits reicht. Die tiefsten Schichten, welche diese Terrasse bilden, sind die *Subnodosus*-Schichten, deren Hangendes, die Eruptivgesteine vom Alter der Wengener Schichten, meist in Blöcken, bis zum Abfall des Spitz-Kalkes verstreut sind und so auch die *Subnodosus*-Schichten oft bedecken.

In der Umgebung von Recoaro sind diese Schichten nirgends gut aufgeschlossen. Auch bei Fontani bei Fongara, wo eine Anzahl von Fossilien dieses Niveaus gefunden sind, ist man beim Sammeln gänzlich auf lose Blöcke angewiesen.

Besser sind die Aufschlüsse im Tretto, vor Allem unterhalb San Rocco und an einem der Quellflüsse des Acquasaliente, östlich, oberhalb Quartiero.

Unterhalb San Rocco, an dem Pfade, welcher von der Mühle Mazzega direct zum Dorf hinaufführt, folgen über dem wenig — ca. 10 m — mächtigen Spitz-Kalk:

graugrüne Mergel mit dünnen, steinmergelartigen, tuffigen Kalklagen und eingelagerten, farbigen Tuffen; in diesen Mergeln kommen die kieseligen, rothen und kieselarmen, festen Kalkknollen mit *Daonella Taramelli* und den Ceratiten vor;

dann folgen:

gelbliche Tuffe mit wenigen mergeligen Steinmergellagen und wenigen grauen Kalkknollen, welche aber ebenfalls *Daonella Taramelli* und *Ceratites subnodosus* führen;

dann folgt der schwarze Porphyrit, welcher sich besonders nach dem Gehöft Ai Busi ausdehnt und dort in grossen Felsen ansteht.

Die Mächtigkeit der Mergel ist mindestens 20 m, die *Subnodosus*-Schichten sind bei San Rocco also, im Gegensatz zu der

näheren Umgebung von Recoaro, bedeutend mächtiger als der Spitz-Kalk.

In dem Wegeaufschluss treten die festen, violetten Buchensteiner Kalke anstehend nicht hervor; bei der Verwitterung bleiben sie aber als Knollen zurück und werden auf den Feldern leicht gefunden, dort aber auch aufgelesen und zu Steinwällen zusammengehäuft, in denen an beiden Seiten des Weges von Mazegga nach San Rocco am besten gesammelt wird. Die Ammoniten finden sich hier besonders in den feinkörnigen, gleichmässig dunkelviolett gefärbten Kalken; sie treten aber auch angehäuft in den mehr grobkörnigen, stärker verkieselten, hellgrau-violetten Kalken, in denen sich vorzugsweise die Daonellen finden, auf.

Nordöstlich Quartiero, im oberen Quelllauf des Acquasaliente befindet sich ein sehr interessantes Profil in den schwarzen Kalken mit *Diplopora triadica* unter dem Spitz-Kalk, welches an anderer Stelle zu besprechen ist; auch die Schichten über dem Spitz-Kalk sind hier aber eigenartig und abweichend entwickelt. Leider wurden sie fossilleer gefunden.

Von oben nach unten ist dort folgendes Profil aufgeschlossen:

Porphyrit-Decke.

Subnodosus-Niveau	20—30 m Tuffe mit kalkigen, steinmergeligen und kieseligen Bänken und schwarzen Kalkschiefer-Einlagerungen.
	12 m Pietra verde mit weissen Kalkbänkchen vom Typus des Spitz-Kalkes und schwarze, feinschichtige Kalke mit gelblichen Mergelkalklagen.
	4—5 m Pietra verde.
Spitz-Kalk	25 m Schwarze, feinschichtige Kalkbänkchen und weisse Kalkbänke.
	Schwarze Kalkbänkchen und gelbliche Mergelkalke (welch' letztere auch sonst die oberen Spitz-Kalke vertreten, so bei Recoaro am Monte Rove etc.)
	7—8 m mächtige weisse Kalkbank, welche unten scharf begrenzt auf die liegenden schwarzen Kalke des *Diplopora triadica*-Niveaus abgelagert ist.

Auffallend ist in diesem Profil vor Allem, dass die rothen *Subnodosus*-Kalke fehlen, welche sonst fast überall nachgewiesen werden konnten. Es scheint zweifellos, dass die weissen Kalkbänke in der Pietra verde diesen Kalken entsprechen, wenn auch Fossilien fehlen. Die schwarzen Kalkschiefer aber in den höchsten Horizonten des *Subnodosus*-Complexes scheinen eine andere Bildung zu sein, sie treten ziemlich hoch über den typischen rothen *Subnodosus*-Kalken auch an einer anderen Localität, ober-

halb der Mühle Il Buso im Orcothal, auf und zeigen dort auch Spuren von Fossilien, welche aber unbestimmbar waren. Es sind dieses Schichten, welche im petrographischen Habitus schon an die Wengener Schichten erinnern, ohne dass es aber sicher zu erweisen wäre, dass es diese Schichten selbst sind.

An dem Fundpunkt bei San Ulderico, von wo die meisten Ammoniten stammen, ist die Grenze zwischen dem Spitz-Kalk und den *Subnodosus*-Schichten nicht aufgeschlossen. Man übersieht hier überhaupt sehr leicht, wenn man von unten kommend San Ulderico passirt, den Kalk-Horizont. Im Jahre 1897 wurde das oberste Haus des Dorfes gebaut, und bei der Gelegenheit konnte ich mich überzeugen, dass der Spitz-Kalk oberhalb des Dorfes hindurchstreicht; das oberste Haus liegt noch auf ihm und die dann folgende kurze, horizontale Strecke verläuft auf seiner Schichtfläche, so dass trotz seiner geringen Mächtigkeit die Zone doch in ziemlicher Breite auf der Karte erscheint. Die Tuffe, in deren oberen Theile die *Subnodosus*-Knollen sich befinden, folgen dann am Wege nach Soglio gut aufgeschlossen, doch ist das Liegende derselben nirgends zu sehen. Die *Subnodosus*-Knollen befinden sich etwa 25 m über der Spitz-Kalk-Terrasse am Dorf San Ulderico.

Die Fossilien der *Subnodosus*-Schichten finden sich allermeist in Bruchstücken in dem Gestein, woraus hervorgeht, dass sie vor der Fossilisation zerbrochen wurden. Namentlich gilt dies von den Ammonitengehäusen und besonders von den grossen Exemplaren, den Hungariten, Protrachyceraten und Ptychiten; dieselben sind offenbar durch starke Wasserbewegung, ja vielleicht sogar durch Brandung zertrümmert worden. Die Pflanzen, welche in den schwarzen Diploporen-Kalken unterhalb des Spitz-Kalkes auftreten, sind auch ein Beleg dafür, dass wir keine grosse Meerestiefen für die Ablagerungen dieser Sedimente annehmen dürfen, sondern stets mit nahen Küsten rechnen müssen. Durch die Brandung und die starke Meeresbewegung ist wohl auch die sehr wechselnde Zusammensetzung zu erklären, welche die Buchensteiner Schichten in wenig entfernten Profilen zeigen.

III. Die stratigraphischen Beziehungen der Subnodosus-Schichten von Recoaro und Schio.

Auf Grund der im Anfange dieses Beitrages aufgezählten sechs Ammoniten, welche v. Mojsisovics aus diesem Niveau bekannt waren, wurde der Horizont dieser Fauna von ihm „unbedenklich den Buchensteiner Schichten Süd-Tirols“ gleichgestellt[1]).

[1]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1876, p. 240.

Wo diese Fauna sonst erwähnt ist, finden wir sie denn auch meist als Buchensteiner Fauna bezeichnet. Auch BITTNER[1]) spricht im Jahre 1883 stets von Buchensteiner Kiesel- und Knollenkalken. Er „kommt dann ferner ganz naturgemäss dazu, in den . . . bunten Knollen- und Kieselkalken mit Pietra verde und anderen Tuffeinlagerungen eine exacte Vertretung der Buchensteiner Schichten zu erkennen“. Nur in letzter Zeit scheint auch BITTNER von dieser Parallelisirung nicht ganz fest überzeugt zu sein, wenigstens finde ich in seiner Monographie der Brachiopoden der alpinen Trias folgende Auslassung: „. . . . Complex von Kalken, Mergelkalken und Hornstein führenden Lagen, der im Ganzen genommen am besten mit den Buchensteiner Schichten von Süd-Tirol übereinzustimmen scheint und auch dafür erklärt wurde (1883 von BITTNER selbst!), wenn auch nicht alle Beobachter mit dieser Deutung übereinstimmen“ [2]). Unter diesen anderen Beobachtern könnte BITTNER nur LEPSIUS und GÜMBEL gemeint haben, deren Deutung des Profils von Recoaro aber von ihm selbst bereits längst wiederlegt ist. Es scheint daher fast, als ob BITTNER neuerdings an seinen eigenen Resultaten irre geworden war.

Ganz andere Ansichten über das Alter dieser *Subnodosus*-Schichten sind aber von LEPSIUS, v. GÜMBEL und E. FRAAS geäussert worden. Trotzdem diese schon z. Th. durch BITTNER widerlegt worden sind, sei kurz auf sie eingegangen. Alle drei Autoren haben sich besonders durch die petrographische Aehnlichkeit des weissen, massigen Monte-Spitz[3])-Kalkes im Liegenden unserer *Subnodosus*-Schichten verleiten lassen, diesen mit dem Esino-Kalk der Lombardei in Parallele zu setzen.

Nach LEPSIUS[4]) „überschreitet der Esino-Kalk die Etsch und tritt bei Recoaro auf“, und es kann aus den angeführten Fundorten für Diploporen kein Zweifel bestehen, dass LEPSIUS den Mte.-Spitz-Kalk als Esino-Kalk betrachtet hat. Diese Parallelisirung von LEPSIUS weicht von der BEYRICH'schen ab, trotzdem LEPSIUS zusammen mit BEYRICH im Tretto war und der Letztere sich über den Horizont des von ihm gefundenen *Trachyceras recubariense* vollständig klar war.

v. GÜMBEL[5]) glaubte gleichfalls den Spitz-Kalk als Esino-Kalk

[1]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1883, p. 595 und p. 600—601.

[2]) Abhandl. k. k. geol. R.-A., XIV, 1890, p. 48; ebenso siehe Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1896, p. 401.

[3]) Nach der Benennung des Berges als Monte Spitz auf der italienischen Generalstabskarte sehe ich mich veranlasst, diesem Namen den Vorzug vor dem bisher in der geologischen Litteratur gebräuchlichen Namen eines Monte Spizze zu geben.

[4]) Das westliche Süd-Tirol, 1878, p. 87.

[5]) Sitz.-Ber. bayrisch. Akad. Wiss. 1. Math.-phys. Cl., 1879, p. 33.

ansprechen zu müssen; durch eine falsche Deutung des Profils südlich oberhalb Recoaro, nach La Rasta hinauf, hielt er aber die bunten Knollen-Kalke für einen tieferen Horizont als den Spitz-Kalk; demgemäss wurden unsere Schichten also wiederum ihrem Niveau nach durch v. GÜMBEL unter den Esino-Kalk herabgerückt; eine bestimmtere Meinung über das genauere Alter findet sich aber bei v. GÜMBEL nicht; er sagt nur: „die Tufflagen . . . gleichen nach Gesteinsbeschaffenheit und Lage den Tufflagen der Seisser Alp und St. Cassian". Schliesslich hat E. FRAAS[1]) ein Profil der Trias veröffentlicht, welches im Wesentlichen der Auffassung von v. GÜMBEL entspricht, wenn auch unser *Subnodosus*-Niveau vollständig weggelassen wird.

Die Ansichten von LEPSIUS und v. GÜMBEL sind nun bereits von BITTNER hinreichend widerlegt worden, und es ist im Folgenden nur der Frage näher zu treten, entspricht die Fauna des *Subnodosus*-Niveau derjenigen der Buchensteiner Schichten oder nicht und in welchem Verhältniss steht sie zu derjenigen der letzteren Schichten?

Es ist eine eigenthümliche Thatsache, dass die bisherigen Funde in unseren kieseligen, bunten Kalken ein gänzlich anderes Bild von dieser Fauna ergaben, als das vollständigere, jetzt von mir gesammelte Material.

In der folgenden Tabelle (p. 686, 687) sind die in diesem Beitrag beschriebenen Arten nach ihrer Häufigkeit[2]) und ihrem stratigraphischem Werthe zusammengestellt.

Von Fossilien, welche vor Allem für die Horizontbestimmung des *Subnodosus*-Niveau und für den Vergleich mit den anderen Faunen in Betracht kommen, sind in erster Linie die Ammoniten und Daonellen von Bedeutung.

Zuerst sei ein Vergleich dieser Fauna mit anderen alpinen Trias-Faunen versucht, dann auf die Parallelisirung mit dem ausseralpinen Muschelkalk-Horizont eingegangen.

Die Ammoniten der *Subnodosus*-Fauna, verglichen mit anderen alpinen Trias-Faunen, zerfallen in drei verschiedenartige Gruppen. Erstens in eine Gruppe, welche Beziehungen zu der *Trinodosus*-Fauna zeigt, dann eine solche, welche Beziehungen zu der Wengener- oder der Esino-Fauna zeigt, und schliesslich in eine Gruppe, welche Beziehungen zu der echten Buchensteiner-Fauna aufweist. Eigenthümlicher Weise war bisher nur die letztere gefunden worden, wären die damals gefundenen Fossilien

---

[1]) Scenerie der Alpen, 1895, p. 118.

[2]) Die grössere Häufigkeit ist durch eine grössere Anzahl von × ausgedrückt.

andere gewesen, wären beispielsweise früher die eigenartigen Arpaditen aus der Gruppe des *Arpadites cinensis* Mojs. allein bekannt gewesen, so würde man kaum an eine Altersbestimmung von Buchensteiner Schichten gedacht haben.

Zu den Formen, welche Beziehungen zu dem tieferen Niveau zeigen, gehören vor Allem die Ceratiten aus der nächsten Verwandtschaft des *Ceratites binodosus,* ferner *Beyrichites reuthense* Mojs. und *Ptychites Uhligi* Mojs. Besonders *Ceratites vicarius* Arth. ist eine Form, welche bisher nicht über den *Trinodosus*-Horizont hinauszugehen schien; eine Form, welche auf einen nicht minder tiefen Horizont hinweist, ist aber auch *Ceratites vicentinus* Tornq., allernächstverwandt dem *Ceratites Abichi* Mojs. von der Schreyer Alpe. Die mit geringer Sculptur auf der Wohnkammer ausgestatteten Arten, *Ceratites Beneckei* Mojs. und *Prettoi* Tornq., schliessen sich diesen zwar auf's engste an, *Ceratites corvarensis* Mojs. beweist aber, dass ein solcher Formentypus auch wohl in höhere Niveaus, so bis in die Wengener Schichten aufsteigt. Echte *Trinodosus*-Typen stellen dagegen *Beyrichites reuthense* Mojs. sp. und *Ptychites Uhligi* Mojs. dar; die erstere Gattung ist bisher noch niemals höher beobachtet worden; und was *Ptychites* anbetrifft, so kennt v. Mojsisovics nur eine Art je aus dem Niveau des *Protrachyceras Reitzi* und *Protrachyceras Archelaus.*

An das Alter der Wengener Schichten, besonders an die kalkige Facies dieses Niveaus, erinnern dagegen vor Allem die Arpaditen. *Arpadites cinensis* Mojs. und *Arpadites Telleri* Mojs. sind bisher einzig und allein im Val di Cino bei Esino beobachtet worden und liegen dort in einem höheren Niveau des Esino-Kalkes; diese selben Arten finden sich mit ganz unbedeutenden Variationen auch in unserem *Subnodosus*-Niveau. In den Wengener Schichten ist bisher auch *Arpadites Arpadis* Mojs. allein beobachtet worden, allerdings ist seine Verbreitung mehr östlich; er fand sich bisher im Bakonyer Wald und in der Idria. Nur *Arpadites ventisettembris* Tornq. war bisher in einem tieferen Niveau, so in den unzweifelhaften, als Buchensteiner Schichten aufzufassenden Knollenkalken von Marcheno im Val Trompia bekannt, dagegen stellt *Arpadites trettensis* Mojs. einen auf die Umgebung von Schio und Recoaro beschränkten Typus dar. Im Allgemeinen müssen wir also die Arpaditen-Fauna als eine solche vom Alter der Wengener Schichten betrachten, welche viel stärker für ein jüngeres Alter der *Subnodosus*-Schichten zu sprechen scheint, als die Ceratiten-Fauna für ein älteres. Für das jüngere Alter spricht ferner noch der nicht so seltene *Proarcestes pannonicus* Mojs. sp.

Die Hungariten der *Subnodosus*-Schichten stellen eine local

	Artnamen.	Häufigkeit.	Nächst verwandte Art, falls nicht selbst anderwärtig bekannt.
	Cephalopoda:		
1.	*Ceratites subnodosus* TORNQ.	×××	0
2.	— sp. ind. aff. *nodosus* BRUG.	××	0
3.	— *vicentinus* TORNQ.	×	*Ceratites Abichi* MOJS.
4.	— *Beneckei* MOJS.	××	—
5.	— *Prettoi* TORNQ.	×	*Ceratites corvarensis* MOJS.
6.	— *vicarius* ARTH.	×	—
7.	*Arpadites cinensis* MOJS.	×	—
8.	— *Telleri* MOJS.	××	—
9.	— *Arpadis* MOJS.	×	—
10.	— *venti-settembris* TORNQ.	×××	—
11.	— *trettensis* MOJS.	×	0
12.	*Hungarites Mojsisovicsi* MOJS.	×	—
13.	— nov. sp. ind. aff. *Mojsisovicsi* MOJS.	×	die vorige Art.
14.	— *sanroccensis* TORNQ.	××	die vorletzte Art.
15.	*Beyrichites reuttense* MOJS. sp.	×	—
16.	*Ptychites Uhligi* MOJS.	×	—
17.	*Protrachyceras Mascagni* TORNQ.	×	nur entfernt verwandt ist *Protrachyceras doleriticum* MOJS.
18.	— *recubariense* MOJS.	×	—
19.	— *Curioni* MOJS.	×	—
20.	— *margaritosum* MOJS.	×××	—
21.	*Proarcestes pannonicus* MOJS.	××	—
22.	*Nautilus occidentalis* TORNQ.	×	?
23.	*Atractites* sp.	×	?
	Lamellibranchiata:		
24.	*Lima Telleri* BITT.	××	—
25.	— *vicentina* TORNQ.	×	?
26.	*Mysidioptera Wöhrmanni* SAL.	××	—
27.	— *Mazari-Pencati* TORNQ.	×	*Mysidioptera fornicata* BITTN.
28.	— *Maraschini* TORNQ.	×	*Mysidioptera Wöhrmanni* SAL.
29.	*Placunopsis Pasini* TORNQ.	××	*Placunopsis alta* GIEB. aus deutschem Muschelkalk.
30.	*Cypricardia Buchi* TORNQ.	×	—
31.	— *Beyrichi* TORNQ.	×	die vorige Art.
32.	*Arcomya sanroccensis* TORNQ.	×	—
33.	*Daonella paucicostata* TORNQ.	×××	0
34.	— *Taramelli* MOJS.	××	—
	Gastropoda:		
35.	*Damesiella torulosa* TORNQ.	××	*Damesiella anormala* KITTL.
36.	*Trachybembix Salomoni* J. BÖHM.	×	—
	Brachiopoda:		
37.	*Rhynchonella refractifrons* BITTN.	×	*Rhynchonella refractifrons* BITTN.
38.	— *cimbrica* BITTN.	×	*Rhynchonella ottomana* HAU.
39.	— *teutonica* BITTN.	×	*Rhynchonella decurtata* GIR. sp. var. *vivida* BITTN.
40.	— *salinaria* BITTN.	×	—
41.	*Spirigera venetiana* BITTN.	×	—

Sonstiges Vorkommen der Art oder der nächstverwandten Art Horizont					
Trinodosus-Sch.	Buchensteiner Sch.	*Subnodosus*-Sch.	Wengener Sch.	S. Cassianer Sch.	Lokalität.
—	—	—	—	—	Aus ausseralpinem Nodosenkalk.
—	—	—	—	—	
×	—	—	—	—	Schreyer Alpe.
×	—	—	—	—	Judicarien; Breguzzo.
—	—	—	×	—	Corvara; Abtey-Thal.
×	—	—	—	—	Reiflingen.
—	—	—	×	—	Esino (Val di Cino).
—	—	—	×	—	Esino (Val di Cino).
—	—	—	×	—	Bakonyer Wald; Idria.
—	×	—	—	—	Esino (Val del Monte).
—	—	—	—	—	Marcheno (Val Trompia).
—	×	—	—	—	Bakonyer Wald; Krain.
×	—	—	—	—	Reutte; Judicarien.
×	—	—	—	—	Schreyer Alpe.
—	—	—	×	—	Süd-Tirol; Judicarien; Friaul; Bakonyer Wald.
—	×	—	—	—	Mte. Cislon; Judicarien.
—	×	—	—	—	Marcheno (Val Trompia); Val di Scalve; Gröden.
—	×	—	—	—	Val Trompia; bei Caprile.
—	—	—	×	—	Friaul; Bakonyer Wald; Forno di fiemme.
—	—	—	×	—	Esino; Marmolata.
—		×		—	Marmolata.
—		×		—	Marmolata.
—		×		—	Marmolata.
×	—	—	—	—	Esino (R. Perlo in der Grigna).
—		×		—	Marmolata.
—	—	×	—	—	Gröden; Campil; Esino; Val Sassina.
—	—	—	—	×	S. Cassian.
—		×		—	Marmolata.
×	—	—	—	—	Schreyer Alpe.
×	—	—	—	—	Han Bulog.
×	—	—	—	—	Süd- und Nordalpen verbreitet; auch ausseralpin.
—	—	—	× ?	—	Zlambach.
× ?	—	—	—	—	Dalmatien.

eigenartig entwickelte Gruppe dar; sie schliessen sich im Ganzen am besten an den anderwärts bekannten *Hungarites Mojsisovicsi* Mojs. an. Dieser *Hungarites* findet sich im Bakonyer Wald und in der Krain in den Buchensteiner Schichten.

Diese Formen und die Protrachyceraten waren es, welche früher Herrn v. Mojsisovics bekannt waren, und nach ihnen wurde die Niveau-Bestimmung „Buchensteiner Schichten“ vorgenommen. Allerdings berechtigen auch die dortigen Protrachyceraten zu dieser Schlussfolgerung. Die drei Arten *Protrachyceras recubariense* Mojs., *Curioni* Mojs. und *margaritosum* Mojs. sind in den Süd-Alpen verbreitete Buchensteiner Formen. Wie weit sie allerdings alle genau in demselben Niveau liegen, und ob sie alle in dem Horizont der echten Buchensteiner Schichten auftreten, muss erst eine genauere Untersuchung besonders am Mte. Cislon, in der Pufler-Schlucht im Gröden und bei Caprile zeigen. Auffallend ist mir, dass alle drei Arten von verschiedenen Fundpunkten bekannt sind. Ausser diesen drei Protrachyceraten findet sich noch das anscheinend auf das Vicentin beschränkte *Protrachyceras Mascagni* Tornq.

Der Schluss, welchen ich aus dieser Ammonitiden-Fauna ziehen muss, ist derjenige, dass die *Subnodosus*-Fauna nicht den echten Buchensteiner Schichten bei Marcheno im Val Trompia oder in Judicarien entspricht[1], sondern eine jüngere Fauna darstellt und sich dem Alter nach stark den Wengener Schichten nähert. Man könnte den Horizont als obere Buchensteiner Schichten bezeichnen; für die Fauna behält man aber besser die besondere Bezeichnung *Subnodosus*-Fauna jedenfalls bei.

Eine Bestätigung dieses Resultates wird nun durch die in unseren Schichten auftretende *Daonella Taramelli* Mojs. erbracht. Diese Muschel wird aus verschiedenen, genau untersuchten Profilen stets aus dem nämlichen Niveau, nämlich aus den allerobersten Buchensteiner Schichten angeführt. In diesem Niveau kommt sie bei Esino vor. Philippi[2]) sagt von dem Buchensteiner Niveau: „seine untere Abtheilung wird von schwarzen, klotzigen Kalken, die denen der *Trinodosus*-Zone sehr ähnlich sind und die namentlich in der oberen Abtheilung dunklen Hornstein in Knollen und Bändern enthalten, und einem hellgrünen Tuffgestein, der oft besprochenen Pietra verde, zusammengesetzt. In der oberen Abtheilung herrschen dünngeschichtete Plattenkalke vor, die die Kieselausscheidungen nicht mehr in Knollen, sondern nur noch in Bändern

---

[1]) Mit denen ein Vergleich dort am nächsten liegt wegen der Entwickelung des höheren Kalk-Horizontes vom Alter des Esino-Kalkes.

[2]) Grignagebirge. Diese Zeitschr., XLVII, 1895, p. 700.

enthalten." Diese Plattenkalke sind nach freundlicher Mittheilung Herrn Professor BENECKE's das eigentliche Niveau der *Daonella Taramelli* MOJS. Ebenso bestimmt ist das Lager dieser *Daonella* in der Pufler-Schlucht bei St. Ulrich im Gröden.

v. MOJSISOVICS beschreibt die Buchensteiner Schichten dort folgendermaassen[1]: „Die den Muschelkalk überlagernden Buchensteiner Schichten sind im oberen Theile der durch die harten Kalkbänke veranlassten Katarakte gut aufgeschlossen. Sie bestehen hier aus dem unteren Bänderkalk mit *Daonella elongata*, Posidonomyen, Lingulen und Fischschuppen, aus dem grauen, hornsteinreichen Knollenkalk mit zahlreichen, aber schlecht erhaltenen Ammoniten und dem oberen Bänderkalk ..... Die oberen Bänderkalke wechsellagern mit den obersten Knollenkalken. Die unter der obersten Knollenkalkbank befindliche Bank ist erfüllt von den Schalen der schönen *Daonella Taramelli*. Seltener finden sich in ihr Ammoniten."

Zu dem gleichen Resultat des Lagers der *Daonella Taramelli* MOJS. kam ferner BITTNER[2]) in Judicarien. Bei Pieve di Buono (Creto) sind nach ihm die Buchensteiner Schichten folgendermaassen entwickelt: „Ueber dem hier wenig aufgeschlossenen, schwarzen, glimmerigen Kalke mit *Balatonites euryomphalus* BEN. folgen zunächst einige ebenfalls noch völlig schwarz gefärbte Lagen, deren Schichtflächen aber bereits die knollige Beschaffenheit der Buchensteiner Kalke zeigen und welche bereits ebenfalls eine ansehnliche Beimengung an Kieselerde besitzen; zwischen ihnen schalten sich mergelige Beschläge ein von dünnplattiger, den Unebenheiten der Platten folgender Beschaffenheit, in welchen verdrückte Trachyceraten von Buchensteiner Habitus in Menge liegen; aus dem Innern der Platten selbst schlägt man besser erhaltene Cephalopoden heraus. Von hier stammen folgende Arten:

Trachyceras recubariense MOJS. — *Reitzi* MOJS.	von der Schichtfläche.
Ceratites cf. *Boeckhi* ROTH — cf. *Hantkeni* MOJS. *Norites* nov. sp. (cf. *gondola* MOJS.)	aus dem Innern der Platten.

Im Hangenden folgen, wenig aufgeschlossen, typisch entwickelte Knollenkalke mit wiederholten dünnbankigen Einlagerungen ebenso typische „Pietra verde"; noch höher sehr unebenflächige, grünbeschlagene Knollenkalke, welche auf einzelnen, besser ent-

---

[1]) Die Dolomit-Riffe von Süd-Tirol und Venetien. Wien 1879, p. 150.

[2]) Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. Jahrb. k. k. geol. R.-A., XXXI, 1881, p. 255.

blössten Schildflächen zahlreiche, abgerollte, grosse Arcesten und Trachyceraten führen:

Trachyceras chiesense Mojs.
Arcestes trompianus Mojs.

Aus einer dieser Bänke gewiss stammen Stücke, welche man häufig lose in der Schutthalde findet und die auf der Oberfläche der Knöllchen und Knollen selbst die Abdrücke von nicht völlig sicher bestimmbaren Daonellen (*D.* cf. *Taramelli* Mojs.) zeigen.“

Ein anderes Vorkommen der *Daonella Taramelli* ist zuerst von Harada [1]) aus dem Comelico bei Sappada beschrieben worden und der interessanten neueren Notiz von Geyer [2]) über dieses Vorkommen ist Folgendes über das Lager dieser wichtigen *Daonella* zu entnehmen. Nördlich oberhalb Granvilla, östlich an der Ausmündung des Rio Lerpa tritt folgendes Profil des oberen Muschelkalkes hervor:

1. Typische Wengener Schichten mit *Daonella Lommeli* [am Sesibach].
2. Bänderkalke und Tuffe mit *Daonella Taramelli*.
3. Obere Bänke des weissen Dolomits; reich an Cephalopoden. Unter anderen:
   Protrachyceras recubariense Mojs.
   — *chiesense* Mojs.
   Proarcestes div. sp. aus der Gruppe der *Extralabiati*.
   Sturia semiarata Mojs.
4. Die Hauptmasse des weissen, zuckerförmigen, drusigen Dolomites, in welchem keine Fossilien gefunden wurden.

Geyer interpretirt dieses Profil so, dass die *Daonella Taramelli*-Schichten den Buchensteiner Schichten zuzuzählen sind, kann andererseits aber nicht umhin, auch in den Cephalopoden-Schichten Vertreter des Buchensteiner Niveaus zu erblicken, und meint, dass sie „zum mindesten in paläontologischer Hinsicht den Uebergang aus der Zone des *Ceratites trinodosus* in das höhere Buchensteiner Niveau vermitteln“. Die Aehnlichkeit dieser Schichten mit dem Profil von Recoaro und im Tretto ist ausserordentlich auffallend und ist entschieden vollkommen zutreffend. Es ist dieses Profil aber ein weiterer Beweis, dass *Daonella Taramelli* über einer tiefer gelegenen Buchensteiner Fauna auftritt.

Aus diesen Angaben geht mit hinreichender Sicherheit hervor, dass *Daonella Taramelli* überall in den obersten Lagen der Buchensteiner Schichten ihr Lager hat.

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., XXXIII, 1883, p. 150.
[2]) Verhandl. k. k. geol. R.-A., 1898, p. 132.

Wir sind deshalb berechtigt, sowohl aus der Betrachtung der Cephalopoden als auch aus derjenigen der *Daonella Taramelli* zu folgern, dass die *Subnodosus*-Fauna in das höchste Niveau der Buchensteiner Schichten zu stellen ist. Die Wichtigkeit dieses Resultates wird besonders für die stratigraphische Bestimmung des Spitz-Kalkes noch zu besprechen sein. Dieses Kalk-Niveau rückt nämlich in das Alter des tieferen, eigentlichen Buchensteiner Niveaus ein und ist nicht unter dieses Niveau zu stellen, wie Bittner will. Auf die Vergleiche dieses vicentinischen oberen Muschelkalkes mit den Marmolata-Kalken wird ebenfalls im nächsten Beitrag bei Behandlung der Fauna des Mte.-Spitz-Kalkes noch zurückzukommen sein. Es sei nur darauf hingewiesen, dass unter diesen Umständen die sehr grosse Uebereinstimmung eines Theiles der Lamellibranchiaten, und besonders der Entwickelung der Brachiopoden der *Trinodosus*-Schichten und der *Subnodosus*-Schichten eine Parallele zu der Entwickelung dieser Fossilien im Marmolata-Kalk darstellt.

In diesem Beitrag haben wir nun nur noch der Beziehung der Nodosen unseres Horizontes mit den ausseralpinen Nodosen zu gedenken.

Schon in meiner öfters citirten, vorläufigen Mittheilung habe ich ausführlich begründet, dass der Fund der vicentinischen Nodosen uns zeigt, dass das *Subnodosus*-Niveau unseren ausseralpinen *Nodosus*-Schichten entspricht; dass also wohl die Buchensteiner Schichten (also die *Subnodosus*-Schichten + Spitz-Kalk) als Aequivalente des ausseralpinen oberen Muschelkalkes, der *Nodosus*-Platten und des Trochiten-Kalkes, anzusehen sind. Irrthümlicher Weise hat v. Mojsisovics[1]) aber aus dem von mir publicirten Schema gefolgert, dass die *Trinodosus*-Schichten dem Trochiten-Kalk entsprechen sollen; ich stellte in diesem Schema aber ganz deutlich Trochiten-Kalk und Spitz-Kalk auf gleiche Horizontale. Von anderer Seite[2]) ist dann dieser mir unterlegten Behauptung sogar entgegengetreten worden, ohne Erwähnung, dass diese Ansicht nicht nur nicht von mir ausgesprochen ist, sondern dass von mir durch die Behauptung, dass die *Trinodosus*-Schichten tieferen ausseralpinen Horizonten als dem Trochiten-Kalk angehören, das gerade Gegentheil angegeben ist.

Zur Feststellung meiner Ansicht wiederhole ich hier das von mir bereits mitgetheilte Profil des oberen Muschelkalkes in etwas

---

[1]) Beiträge zur Kenntniss der obertriadischen Cephalopoden-Faunen des Himalaya. Denkschr. math.-naturw. Cl. k. Akad. Wiss., Wien, LXIII, 1896, p. 115.

[2]) N. Jahrb. f. Min. etc., 1897, II, p. 388 f.

vollständigerer und den in anderer Hinsicht neu erworbenen Resultaten angepassten Fassung.

Zonen-Ammonit.	Profil bei Recoaro.	Ausseralpines Profil.	
Ceratites subnodosus (und *nodosus* Brug.)	Kieselige Knollenkalke und Pietra verde	*Nodosus*-Thon-Platten	= Buchensteiner Schichten Mojs. = oberer ausseralpiner Muschelkalk.
Protrachyceras Reitzi Mojs.	Monte Spitz-Kalk	Trochiten-Kalk	

Dass die Nodosen der vicentinischen *Subnodosus*-Schichten thatsächlich den Nodosen der deutschen Nodosenplatten entsprechen und nicht mit den höheren Formen, so den Lüneburger Ceratiten oder dem *Ceratites Schmidi* aus dem Grenzdolomit identisch sind, ist im ersten Beitrag ausführlich nachgewiesen worden. Es ist also die bereits früher gezogene Folgerung die einzig mögliche, dass die *Subnodosus*-Schichten, also die obersten Buchensteiner Schichten, den deutschen *Nodosus*-Kalken entsprechen. Jetzt kann hinzugefügt werden, dass der Fund eines weiteren Nodosen, welchen Anastasiu in der Dobrudscha machte und zwar in Schichten, welche er als Buchenstein-Wengener Schichten anspricht, eine Bestätigung dieses stratigraphischen Resultates ist.

Wir sind damit heutzutage berechtigt, die Muschelkalk-Keuper-Grenze der ausseralpinen Trias in der alpinen Trias über den Buchensteiner Schichten durchzuziehen.

Es sei hier auch hervorgehoben, dass vor dem ausschlaggebenden Fund des *Ceratites subnodosus* in der alpinen Trias bereits von Bittner, v. Gümbel und Rothpletz die Meinung ausgesprochen war, dass die Buchensteiner Schichten auf Grund ihrer übrigen Fauna zum Muschelkalk zu rechnen sind. Von ersterem ist allerdings der Muschelkalk noch nicht mit dem Buchensteiner Niveau abgeschlossen worden, sondern noch höhere Horizonte als Muschelkalk bezeichnet worden, aber Rothpletz und v. Gümbel haben dieses Niveau ganz bewusst mit dem obersten deutschen Muschelkalk parallelisirt. Rothpletz sagte vor Allem im Jahre 1894[1]) wörtlich: „Deshalb scheint es berechtigter zu sein, wenn man, wie dies auch v. Gümbel neuerdings bereis gethan hat, den Buchensteiner Kalk noch zur unteren Trias zieht als ein oberstes Glied des alpinen Muschelkalkes, und wir hätten dann in ihm ein Glied, das man am ehesten mit dem

[1]) Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte, 1894, p. 37.

ausseralpinen *Nodosus*-Horizont in Parallele stellen könnte." Die Ansicht ROTHPLETZ' hat jetzt durchaus seine Bestätigung erfahren. v. MOJSISOVICS [1]), BITTNER [2]) und BENECKE [3]) haben sich dieser Parallele jetzt auch angeschlossen [4]).

Wir sind also nunmehr im Stande, die drei wichtigen Grenzen der Trias, die Buntsandstein-Muschelkalk-Grenze, die Muschelkalk-Keuper-Grenze und die Keuper-Rhät-Grenze in der alpinen Trias wie in der ausseralpinen Trias in bestimmten Profilen zu erkennen.

Die drei grossen Abtheilungen der Triasformation, welche seit dem Jahre 1834, seit v. ALBERTI's „Beitrag zu einer Monographie des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers" allgemeine Anerkennung gefunden haben, hat man nun neuerdings durch andere Eintheilungen zu ersetzen versucht. Mir scheint eine Neugliederung der Trias weder nothwendig noch auch zweckmässig zu sein. Der Nutzen einer Benennung an sich, durch Ersparung einer längeren Definition eine bequeme Verständigung zu ermöglichen und eine Uebersicht und Kenntniss der vorliegenden Arbeiten und Ansichten ohne unnütze, ablenkende Weitschweifigkeit zu erlangen, wird gänzlich illusorisch, wenn man für seit 60 Jahren festbestehende Begriffe neue Benennungen einführen und damit das Verständniss der gesammten seitherigen Litteratur erschweren wollte. Wenn wir auch heute noch im Stande sind, diese Nomenklatur-Verhältnisse zu überblicken, so dürften sich für unsere Epigonen die Verhältnisse doch schliesslich weit schwieriger gestalten als wir heute glauben.

Ich kann mich deshalb nicht mit BITTNER's [5]) Bezeichnungen: untere kalkarme Gruppe, untere Kalkgruppe, mittlere kalkarme Gruppe, obere Kalkgruppe und obere kalkarme Gruppe, befreunden, so gut sie auch den thatsächlichen Verhältnissen entsprechen mögen. Immerhin finde ich aber die Benennungen: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper prägnanter und in mancher Hinsicht noch vielbedeutender. Doch liesse sich über den gelegentlichen Gebrauch dieser Nomenclatur allenfalls noch discutiren, wie ich zugeben will.

Entschieden ablehnend stehe ich aber allen neueren Versuchen gegenüber, den Begriff des Muschelkalkes auszudehnen und

---

[1]) Beiträge zur Kenntniss der obertriadischea Cephalopoden-Faunen des Himalaya. Denkschr. math.-naturw. Cl. k. Akad. Wiss. Wien, XLIII, 1896, p. 115 ff.

[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1896, p. 401.

[3]) N. Jahrb. f. Min., 1897, II, p. 388 (Ref. über v. MOJSISOVICS) u. a. a. O.

[4]) Herr Dr. PHILIPPI ist dagegen auf dem Standpunkt angelangt, „den BENECKE vor dreissig Jahren einnahm" (Jahreshefte d. Ver. für vaterl. Naturkunde in Württemberg, LIV, 1898, p. 223).

[5]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1894, XLIV, p. 378.

die Lettenkohle in ihn miteinzuziehen. Bittner glaubte im Jahre 1894[1]. seine untere Kalkgruppe als „Muschelkalkgruppe“ bezeichnen zu sollen und in ihr die bisher in den Alpen als Muschelkalk bezeichneten Schichten sammt Schlern-Dolomit, Esino-Kalk, Buchensteiner Schichten und Wengen-Cassianer Schichten einbeziehen zu sollen; er ging dabei aber von der Voraussetzung aus, dass die deutsche Lettenkohle den Raibler Schichten gleichzustellen sei; wollte also dabei die ursprüngliche Begrenzung des Muschelkalkes von Alberti gewahrt wissen; ähnlich verfährt Salomon, welcher den Muschelkalk bis in den Esino-Kalk hinein vertreten wissen will[2]. Grundsätzlich anders ist aber die Bedeutung der „Muschelkalk-Gruppe“ bei Benecke[3]. Benecke parallelisirt bekanntlich in überzeugender Weise die Lettenkohle mit den Lunzer Sandsteinen, also den Gyps-Keuper mit den Raibler Schichten; er kommt aber durch theilweises Acceptiren des Bittner'schen Trias-Schemas dann dazu — da er den Bittner'schen Schnitt zwischen unterer Kalk-Gruppe und mittlerer kalkarmen Gruppe zwischen Cassianer und Raibler Niveau belässt —, dass die Lettenkohle mit tieferen als den Raibler Schichten in die „Muschelkalk-Gruppe“ einrückt.

Man sieht, wie die Bittner'sche Eintheilung der Trias schliesslich Veranlassung geworden ist, dass die deutsche Lettenkohle in die Muschelkalk-Gruppe gekommen ist. Man kann nicht einwenden, dass die Muschelkalk-Gruppe nicht dasselbe sei wie Muschelkalk, wenn Benecke auch nunmehr die letztere Bezeichnung wieder zusammen mit Muschelkalk-Gruppe anwendet! Bei Bittner sind diese Begriffe dasselbe, bei Benecke nicht, Bittner ist aber der Autor der Bezeichnung — kurzum, es ist zu befürchten, dass neue Schwierigkeiten und neue Controversen aus der Anwendung des Begriffes Muschelkalk-Gruppe entstehen können. Zu dem ist die Bezeichnung Muschelkalk auf die deutsche Trias, Muschelkalk-Gruppe auf die alpine gegründet; man thäte also nichts anderes, als begründet die Benennung einer Trias-Abtheilung anstatt wie bisher auf ausseralpine auf alpine Ablagerungen. Da scheint es mir, wie ich oben ausführte, „weder nothwendig noch auch zweckmässig“ von der Alberti'schen Dreitheilung der Trias abzugehen.

---

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A., XLIV, 1894, p. 378.

[2]) Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica, XLII, 1895, p. 60.

[3]) Berichte naturforsch. Ges. Freiburg, X (2).

4. Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias.

II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen.

Von Herrn Emil Böse in Mexico.

Als Faciesbezirk bezeichne ich jedes grössere oder kleinere Gebiet, in welchem die einzelnen Stufen gleichartig ausgebildet sind, während in den anstossenden Gebieten in mehreren Stufen eine verschiedenartige Ausbildung vorherrscht. Ich lege also das Hauptgewicht auf das Gestein und nicht auf die Fossilien, obwohl meistens auch diese abweichen, wenn das Gestein verschieden ist. Einer paläontologischen Gliederung in Faciesbezirke stehen heute noch manche Hindernisse entgegen; vor Allem mangelt es in Stufen, wie der nordalpine Hauptdolomit eine ist, fast durchaus an Versteinerungen, von anderen Ablagerungen, wie der Wettersteinkalk, ist die Fauna noch nicht ausreichend beschrieben.

Begründen wir nun unsere Eintheilung in Faciesbezirke auf die Gesteinsbildung, so ist es natürlich nicht von vorn herein sicher, dass sich thatsächlich grössere Bezirke von gleichartiger Gliederung finden werden. An und für sich könnte ja sehr wohl an einer Stelle die Reihenfolge lauten: Werfener Schiefer — Muschelkalk — Partnachschichten — Wettersteinkalk — Raibler Schichten — Hauptdolomit — Rhät, und daneben etwa in einer Entfernung von 1 km östlich: Werfener Schiefer — Ramsaudolomit — Raibler Schichten — Dachsteinkalk — Rhät, und 1 km weiter westlich: Werfener Schiefer — Muschelkalk — Aonschiefer — Lunzer Sandstein — Opponitzer Kalk — Hauptdolomit — Rhät und so weiter; von vorn herein wäre das, wie gesagt, nicht ausgeschlossen, um so mehr als ja Uebergänge an der Faciesgrenze thatsächlich stattfinden. Uebrigens haben wir ja Aehnliches thatsächlich im Jura der Alpen zu verzeichnen.

In der Praxis finden wir nun, dass die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen sehr ausgedehnt sind (mit einer Ausnahme); für den Bezirk der Berchtesgadener Facies habe ich dies im vorhergehenden Theil nachgewiesen; in Beziehung auf die übrigen Gebiete lässt es sich in ähnlicher Weise zeigen. Eigent-

lich müsste dieser Nachweis der Stetigkeit in der Verbreitung der einzelnen Facies an dieser Stelle vorangeschickt werden, aber über die meisten Theile der Nordalpen besteht eine so grosse Literatur, dass auch den Fernerstehenden die Verbreitung der einzelnen Facies bekannt sein wird, und es ist heute nicht mehr nöthig, den ganzen Beweisapparat aus der Literatur zusammenzustellen. Was über den Umfang der einzelnen Bezirke zu sagen ist, wird ebenso wie der Nachweis, worin sich die einzelnen Bezirke unterscheiden, in einem der Schlusskapitel zusammengestellt werden. Vorerst aber soll gezeigt werden, wie die einzelnen Stufen in den verschiedenen Gebieten ausgebildet sind, wobei ja eigentlich ein Theil jenes Kapitels vorausgesetzt wird.

Die Ausbildung der einzelnen Stufen in den verschiedenen Faciesbezirken der Nordalpen.

A. Buntsandstein.

Der Buntsandstein ist in den Nordalpen in zwei grossen Faciesbezirken vertreten, welche wir hier gesondert betrachten wollen.

α. Vorarlberg, Graubünden, Unter-Innthal und die Gegend von Kitzbühel-Leogang.

(Verrucano e parte, rother Sandstein von Nord-Tirol.)

Der Buntsandstein ist in dieser Gegend zum grossen Theil als fein- oder grobkörniger, rother bis gelber Sandstein ausgebildet. In Graubünden stellen sich, ebenso wie in Vorarlberg, häufig auch grobe, quarzitische Conglomerate ein. Ferner finden wir in Graubünden an einigen Stellen kalkige Schiefer im Buntsandstein, sowie grobe Kalkconglomerate. Wo der Buntsandstein hier von paläozoischen Dolomiten unterlagert wird, findet insgemein ein Uebergang durch bunte Conglomerate statt. Selten sind in Graubünden und Vorarlberg Einlagerungen von sandigen, glimmerreichen Schiefern, welche den Werfener Schiefern ähneln. Auch im Innthal finden wir häufig, dass der Buntsandstein durch ein grobes Conglomerat mit dem Schwazer Dolomit verbunden wird. In der Gegend von Fieberbrunn stellen sich besonders in den oberen Lagen bereits echte Werfener Schiefer ein. Sehr häufig findet sich in dem ganzen Gebiet über den Sandsteinen, Conglomeraten etc. eine mehr oder weniger mächtige Ablagerung von gelber Rauhwacke. Als durchgehenden Horizont kann man diese nicht betrachten, da sie an vielen Stellen fehlt. Sehr wichtig sind die vereinzelten Vorkommnisse von Buntsandstein bei Hindelang im Algäu, da sie zeigen, dass dort nicht Werfener

Schiefer, sondern dieselben Conglomerate und Sandsteine wie in Vorarlberg vorkommen.

Eine Gliederung dieser Buntsandstein-Ablagerungen in untere und obere lässt sich bisher nicht durchführen, um so weniger, als Fossilien nur an zwei Stellen und zwar durch SKUPHOS[1]) gefunden sind. Er traf in den sandigen glimmerreichen, lockeren Mergelkalken von Schnan und Flirsch *Myophoria costata* ZENK., *Modiola (?) Böhmi* SKUPH. und *Myacites* sp. Er hielt die Schichten für eine Vertretung des Reichenhaller Kalkes, was aber sicherlich unrichtig ist, da sie dem Aussehen nach nichts mit Reichenhaller Kalk zu thun haben, und *Myophoria costata* häufig auch in den Schichten mit *Naticella costata* vorkommt. Dagegen fehlt das Leitfossil des Reichenhaller Kalkes: *Natica (Neritaria) stanensis* PICHL.; jedenfalls gehört die betreffende Schicht in den oberen Buntsandstein.

Man hat den „rothen Sandstein“ Tirols und den Verrucano Vorarlbergs und Graubündens durchaus nicht stets zum Buntsandstein gerechnet.[2]) Der Verrucano Graubündens und Vorarlbergs wird noch heute von Manchen zum Palaeozoicum gerechnet, THEOBALD[3]) fasste ihn wenigstens z. Th. als Buntsandstein auf, v. RICHTHOFEN[4]) hielt den Verrucano Vorarlbergs für Palaeozoicum resp. für ein Gebilde, welches älter als die Trias ist; den rothen Sandstein im Innthal rechnete er dagegen zur Trias. Das geschah, weil er glaubte, im Verrucano fehle Rauhwacke, Gyps und Salz, während das Salzlager von Hall im Innthal [welches aber in Wirklichkeit den Raibler Schichten angehört] für ihn Grund bildete, den dortigen rothen Sandstein in die Trias zu versetzen. v. GÜMBEL[5]) rechnet die Sandsteine des Innthales und Vorarlbergs zum Buntsandstein, doch stellte er auch bis zuletzt anscheinend den Schwazer Dolomit zur Trias (1894, siehe die Karte). Den Verrucano Graubündens scheint v. GÜMBEL nur z. Th. zum Buntsandstein gerechnet zu haben.

---

[1]) Ueber die Entwickelung und Verbreitung der Partnachschichten in Vorarlberg und im Fürstenthum Liechtenstein. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1893, p. 150.

[2]) Eine ziemlich vollständige Aufzählung der Literatur über diesen Gegenstand giebt CHR. LECHLEITNER in einer leider schwer zu erlangenden Abhandlung: „Ueber den rothen Sandstein an der Grenze der Central- und nordtirolerischen Kalkalpen“; Innsbruck, Programm des Staatsgymnasium, 1878.

[3]) Graubünden; siehe auch BÖSE, Zur Kenntniss der Schichtenfolge im Engadin. Diese Zeitschr., 1896.

[4]) Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1859, 1861.

[5]) Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges, 1861. — Geologie von Bayern, 1894.

Pichler[1]) deutete den rothen Sandstein des Innthales als Buntsandstein; v. Mojsisovics[2]) betrachtete ihn 1870 als Aequivalent des Grödener Sandsteins; Rothpletz[3]) stellt ihn ebenso wie Schlosser[4]) zum Buntsandstein.

Diese Aufzählung, welche natürlich bei Weitem nicht vollständig ist, zeigt, wie sehr bisher die Anschauungen über das Alter des „Verrucano" und des „rothen Sandsteins" getheilt waren. Ausschlaggebend muss für uns beim Mangel an Fossilien der Umstand sein, dass der Sandstein und Verrucano stets unter dem Muschelkalk und über paläozoischen Schiefern und Dolomit liegt. Ob nicht etwa der untere Theil doch zum Palaeozoicum gehöre, lässt sich beim Mangel an Fossilien nicht entscheiden, eine petrographische Trennung aber ist nicht möglich.[5]) Sicherlich aber ist der Complex nicht gleichalterig mit dem Grödener Sandstein Süd-Tirols, sondern wenigstens zum grössten Theile jünger.

β. Bayern, Salzburg, Nord-Steiermark, Ober- und Nieder-Oesterreich.

(Werfener Schiefer, Myophorien-Schichten Rothpl. z. Th.)

In den genannten Theilen der Nordalpen hat der Buntsandstein eine sehr constante Ausbildung. Er tritt auf in Form von rothen, grauen, gelben und grünlichen, theils mergeligen, theils sandigen, glimmerreichen Schiefern mit Einlagerungen von rothen und gelben Sandsteinen und Conglomeraten, sowie grauen und blauschwarzen Kalken. Die Sandsteine können in allen Lagen vorkommen, die Conglomerate finden sich meistens im untersten, die Kalke stets im oberen Theil. Petrographisch lassen sich diese Ablagerungen kaum auf eine grössere Strecke hin gliedern, paläontologisch dagegen kann man eine Zweitheilung fast immer durchführen. Die höchsten Lagen der Werfener Schiefer sind häufig durch kalkige Bänke ausgezeichnet, welche *Myophoria costata* Zenk. und *Naticella costata* Mstr. führen. Letztere Art kommt in den unteren Werfener Schiefern niemals vor, erstere ist darin jedenfalls sehr selten. Eine Reihe weiterer Myophorien und Gervillien haben eine weniger grosse Verbreitung. Ebenfalls aus den oberen Schichten stammt *Pecten venetianus* (= *Avicula venetiana*), bisher

---

[1]) Siehe die Aufzählung bei Lechleitner.

[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1870, p. 183—185, 231, 232.

[3]) Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen, 1894. — Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines. Diese Zeitschr., 1883.

[4]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1895, p. 340—351.

[5]) Cathrein, Zur Gliederung des rothen Sandsteins in Nordost-Tirol. Ibidem, 1886, p. 307. — Böse, l, c., Engadin.

nur an einer einzigen Stelle mit Sicherheit nachgewiesen. In den unteren Theilen der Werfener Schiefer habe ich nirgends bezeichnende Fossilien gefunden; alle, welche ich darin gesammelt habe, kommen auch in den oberen Schichten vor; es sind hauptsächlich *Lingula tenuissima* Bronn, *Myacites fassaënsis* Wissm., *Gervillia* sp. Man kann also eine Eintheilung nur insofern machen, als bestimmte Formen der oberen Abtheilung in der unteren bisher fehlen, wobei allerdings als wichtig hinzukommt, dass *Naticella costata* auch in Süd-Tirol den oberen Horizont charakterisirt. Auf die weite Verbreitung der oberen Etage hat bereits Bittner[1]) verschiedentlich hingewiesen und auch eine grössere Anzahl von Fossilien aus ihnen aufgezählt. Im bayerischen Antheil der Alpen finden sich, wenn man von Berchtesgaden absieht, keine Werfener Schiefer, in Tirol nur im Karwendel und den angrenzenden Gebirgszügen. Erst im Berchtesgadener und Salzburger Gebiet gewinnt die Facies eine grössere Verbreitung und lässt sich von dort ab bis Wien verfolgen.

B. Alpiner Muschelkalk im engeren Sinne, Recoarostufe.[2])

(Alpiner Muschelkalk, Virgloriakalk, Reichenhaller Kalk, Myophorien-Schichten Rothpletz z. Th., Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk z. Th., ? Schreyeralmkalk, ? Lärcheckkalk.)

Der alpine Muschelkalk weist bereits eine viel grössere Anzahl von Faciesbezirken auf als der Buntsandstein, wenn auch schwarze Kalke im ganzen Gebiet der Nordalpen und der Bündener Alpen vorherrschen.

α. Bezirk der Bündner Facies.

Diese Facies ist in Graubünden und Vorarlberg, sowie in Tirol bis in die Gegend von Imst verbreitet, doch ist ein gewisser Unterschied zwischen Graubünden und den nördlicheren Theilen zu beobachten. In Graubünden besteht der Muschelkalk gewöhnlich aus schwarzen, gut geschichteten Dolomiten oder Kalken mit glatter Schichtfläche. Bestimmbare Fossilien[3]) sind selten; meistens finden sich nur Querschnitte von Brachiopoden und unbestimmbaren Diploporen; doch besteht kein Zweifel über das Alter der Dolomite und Kalke, da sie der Lagerung nach dem

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1886, p. 387 ff.

[2]) Ich habe früher diese Stufe als Virgloriastufe bezeichnet, verwende aber jetzt an Stelle dieses Ausdruckes den von Bittner gewählten besseren: Recoarostufe.

[3]) Dass bei Ponte die fossilreiche Schicht, welche v. Gümbel für Muschelkalk hielt, zu den Koessener Schichten gehört, habe ich an anderer Stelle nachgewiesen; siehe Böse, l. c. Engadin, p. 590.

Muschelkalk Vorarlbergs entsprechen. An einer einzigen Stelle (im Spölthal) fanden sich schwarze Kalke mit wulstiger Schichtfläche, welche mit einem dünnen Mergelüberzug versehen ist; sie ähneln jenen, welche in dem Bezirk der oberbayerischen Facies eine weite Verbreitung haben. Gewöhnlich weisen alle diese Kalke und Dolomite Hornstein-Ausscheidungen auf. Je mehr man sich Vorarlberg nähert, desto häufiger enthält der Muschelkalk Fossilien und desto enger schliesst er sich im Habitus des Gesteins an den Muschelkalk der oberbayerischen Facies an; in Vorarlberg wird er durch dunkle bis hellgraue Kalke mit welliger Schichtfläche vertreten. Häufig sind dünne Mergellagen eingeschaltet, zuweilen besteht er aus dunkelgrauem bis schwarzem Dolomit, ähnlich demjenigen des Engadin. Diese Facies ist in Bayern nirgends vorhanden. Zwar kommen auch hier im Muschelkalk Dolomitbänke vor, doch haben sie ein anderes Aussehen. Sie sind hier auch nur von wenigen Punkten bekannt und spielen niemals eine so hervorragende Rolle, wie die Dolomite im Muschelkalk Graubündens.

β. Bezirk der Oberbayerischen Facies.

Der alpine Muschelkalk ist in den bayerischen und nordtiroler Alpen fast überall ziemlich gleichmässig ausgebildet; er besteht hauptsächlich aus schwarzen bis blaugrauen Kalken mit Hornstein - Ausscheidungen; häufig haben die schwarzen Kalke eigenartig wellige oder wulstige, die blaugrauen meistens glatte Schichtflächen. Die Schalen der Fossilien sind gewöhnlich verkieselt. Als besondere Facies ist im Karwendel der Reichenhaller Kalk zu erwähnen, welcher durch eigenartig matte Bruchflächen und rostfarbene Schicht- und Kluftflächen charakterisirt ist; er führt eine constante Fauna von *Natica (Neritaria) stanensis, Myophoria costata, Modiola triquetra* und Gervillien. Gewöhnlich bildet dieser Reichenhaller Kalk nur die unterste Stufe des alpinen Muschelkalkes, doch kann er auch, wie in der südlichen Karwendelkette, scheinbar den gesammten alpinen Muschelkalk vertreten; allerdings wird an solchen Stellen wohl die Rifffacies bereits im Muschelkalk beginnen. Bisher kennen wir den Reichenhaller Kalk nur an der Grenze gegen die Berchtesgadener Facies.

An zahlreichen Stellen hat man im Gebiete der oberbayerischen Facies den alpinen Muschelkalk auf Grund der Fossilien in mehrere Stufen gliedern können. An dem kleinen Hügel bei Reutte lassen sich nach Rothpletz[1]) drei Horizonte unterschei-

[1]) Geologisch - paläontologische Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica, 1886, p. 10 ff.

den: über einer Dolomitbank, welche bisher keine Fossilien geliefert hat, folgen schwarze Kalke mit Brachiopoden, darüber gleichartige Kalke mit Cephalopoden und Brachiopoden. Diese Dreigliederung lässt sich nicht an anderen Orten der Vilser Alpen auffinden, meistens kann man nur einen Brachiopoden-Horizont von unterlagernden fossilleeren Kalken trennen. Auch im Karwendel hat ROTHPLETZ[1]) drei Horizonte unterschieden: zu unterst einen Gastropoden-Horizont, darüber Brachiopoden-Kalke, zu oberst einen Ammoniten-Horizont, welche sich auch petrographisch etwas von einander unterscheiden, aber von sehr ungleichem Werth sind, da die Mächtigkeit des unteren Horizontes ca. 100 m, die des nächsten ca. 200 m, dagegen des obersten nur einige wenige Meter beträgt. Im Ganzen entspricht diese Gliedernng derjenigen am Sintwagwald bei Reutte; eine Abweichung findet nur insofern statt, als der Gastropoden-Horizont dort durch fossilleere Dolomitbänke vertreten wird. Der Gastropoden-Horizont dürfte im Osten des Karwendels übrigens identisch mit den Reichenhaller Kalken (Myophorien-Schichten ROTHPLETZ e parte) sein, soweit diese nicht auch noch den Brachiopoden-Horizont vertreten. Im Westen dagegen herrschen im unteren Theile des Muschelkalkes die sog. „Wurstelbänke“ vor.

Somit wäre also eine Dreigliederung für den oberbayerischen alpinen Muschelkalk festgestellt. Leider hat sie sich bisher nur an einigen Punkten durchführen lassen; gewöhnlich ist in Ober-Bayern der tiefere Theil des Muschelkalkes nicht aufgeschlossen oder aber fossilleer. Am Wendelstein, wo der Muschelkalk ziemlich viele Versteinerungen führt, ist es FRAAS[2]) nicht gelungen, die Dreigliederung nachzuweisen; ebensowenig war dies bisher im Wettersteingebirge und bei Hohenschwangau möglich. Der Werth der Gliederung ist also ein ziemlich prekärer, umsomehr als wir mit den einzelnen Stufen nicht viel anfangen können, da sie sich kaum mit einiger Sicherheit als gleichalterig mit den Stufen anderer alpiner Faciesbezirke nachweisen lassen, ebensowenig auch mit den Horizonten des germanischen Muschelkalkes in Beziehung zu bringen sind.

γ. Bezirk der Berchtesgadener Facies.

In diesem Gebiet ist der Muschelkalk in sehr verschiedenen Facies ausgebildet: nämlich als Dolomit, als bunter und als schwarzer Kalk. Die Dolomitfacies ist ziemlich weit verbreitet, hauptsächlich jedoch in den Salzburger Kalkalpen. Wir können

---

[1]) Das Karwändelgebirge, 1888, p. 19.

[2]) Das Wendelsteingebiet, p. 20.

innerhalb der Dolomitfacies wieder zwei verschiedene Ausbildungsweisen unterscheiden. Gewöhnlich hat der Dolomit der Recoarostufe eine helle bis rothe (rosa) Farbe, oder es wechseln weisse und rosafarbene Bänke; an anderen Punkten zeigen einzelne Bänke jedoch eine tiefrothe Farbe. Die grössere Masse besteht aber immer aus hellem oder weissem Dolomit, so dass sich eine Grenze gegen die nach oben folgende ladinische Stufe nicht ziehen lässt. Ich habe in diesem Falle die Recoaro- und die ladinische Stufe zusammengefasst als Ramsaudolomit. Seltener ist der Dolomit dunkelgrau bis tief schwarz, ganz ähnlich dem noch zu erwähnenden Reichenhaller Kalk, ich bezeichne ihn in diesem Falle als Reichenhaller Dolomit. Er geht nach oben allmählich in einen helleren Dolomit über, der jedenfalls z. Th. noch zum alpinen Muschelkalk zu rechnen ist. Der Reichenhaller Dolomit ist stets wenig mächtig, selten mehr als 100 m. Gewöhnlich hat er ein luckiges Aussehen, ist häufig brecciös und dann schlecht gebankt; auch Kieselausscheidungen kommen vor. Ist er jedoch gut gebankt, so fehlt die brecciöse Structur. Versteinerungen sind selten; nur an wenigen Stellen habe ich Durchschnitte von *Chemnitzia*-artigen Gastropoden und schlecht erhaltene Diploporen gefunden. Der schwarze Dolomit ist sehr häufig nur in Form von Linsen an der Basis des Ramsaudolomites ausgebildet, in den er seitlich und nach oben allmählich übergeht. Als eine besondere Ausbildung der Dolomitfacies ist jene etwas kalkhaltige Schicht am oberen Höllgraben in der Nähe der Scharitzkehlalm bei Berchtesgaden zu erwähnen. Dieser kalkige Dolomit ist dunkelgrau bis dunkelbraun gefärbt, führt zahlreiche Crinoiden und einzelne Bivalven (*Cassianella, Pecten* etc.); die Crinoiden finden sich hauptsächlich in Bänken mit grösserem Kalkgehalt, die Bivalven im eigentlichen Dolomit. Ich kenne diese Facies an keiner weiteren Stelle, wir haben es offenbar mit einer localen Bildung zu thun.

Auch die bunten Kalke der Recoarostufe sind von geringer räumlicher Verbreitung, sie kommen im Berchtesgadener Faciesbezirk nur an zwei Orten vor: am Lärcheck bei Hallein und an der Schreyeralm bei Hallstatt. Es sind helle bis gelbe und röthliche marmorirte Kalke vom Typus der Hallstätter Kalke. Sie führen Ammoniten, Brachiopoden, Gastropoden und Bivalven. Dem Alter nach entsprechen sie ungefär dem Ammoniten-Horizont von Reutte, d. h. der Zone des *Ceratites trinodosus,* doch sind in der Fauna bereits viele Elemente vorhanden, welche auf ein noch jüngeres Alter hinweisen. Leider ist das Unterlagernde der Schreyer Schichten oder Lärcheckkalke nicht bekannt, oder vielmehr sie werden scheinbar von mächtigen weissen Kalken unter-

lagert; am Lärcheck haben sich diese als Zillerkalk und somit als Plassenkalk — Tithon —[1]) herausgestellt, und es ist nicht unwahrscheinlich, dass die weissen Kalke unterhalb der Schreyeralm ebenfalls der Stufe des Plassenkalkes oder doch des Dachsteinkalkes angehören. Am Lärckeck scheinen die bunten Kalke der Recoarostufe durch Draxlehner Kalk, einer Facies der karnischen Hallstätter Kalke, überlagert zu werden; an der Schreyeralm liess sich bisher keine normale Ueberlagerung nachweisen.

Die Schreyerkalke[2]) haben insofern eine grössere Wichtigkeit, als sie zeigen, dass nicht bloss die karnische und norische Stufe als bunte Kalke vom Typus der Hallstätter Schichten entwickelt sein können; man muss also bei der Altersbestimmung solcher Kalke mit grosser Vorsicht verfahren. Merkwürdig ist übrigens die Ueberlagerung durch die karnischen Draxlehner Kalke, die ladinische Stufe wäre also in den fossilarmen Bänken zwischen Draxlehner Kalk und der Bank mit den Ptychiten zu suchen. Dass die Schreyerkalke zu den jüngsten Theilen des alpinen Muschelkalkes gehören, wird bewiesen durch die theilweise Verwandtschaft ihrer Fauna mit derjenigen des Marmolatakalkes.[3])

Eine weitere Facies der Recoarostufe ist diejenige der schwarzen Kalke, deren sich hier zwei verschiedene Arten unterscheiden lassen. Die eine ist der Reichenhaller Kalk, ein häufig dünnbankiger, meistens tief schwarzer, auf den Kluft- und Schichtflächen rostbraun verwitternder Kalke mit *Natica (Neritaria) stanensis* und *Modiola triqueter;* er ist zwischen dem Karwendel

---

[1]) SCHLOSSER, Die Trias um Hallein. Diese Zeitschr., p. 349.

[2]) Mit diesem Ausdruck bezeichne ich der Kürze halber jene bunten Kalke mit *Ptychites flexuosus*.

[3]) v. MOJSISOVIES (v. MOJSISOVICS, WAAGEN und DIENER, Gliederung d. pel. Sedimente d. Triassystems, p. 927) stellt den Marmolatakalk unter die Wengener Schichten, ohne Gründe dafür anzugeben. Dieses Vorgehen ist geeignet, bei Fachgenossen, welche sich nicht speciell mit Alpengeologie befassen, Misstrauen gegen die vortreffliche Arbeit SALOMON's zu erregen. SALOMON hat nachgewiesen, dass der Marmolatakalk die Buchensteiner Schichten überlagere; da wir nun in anderen Fällen über den Buchensteiner Schichten die Wengen-Cassianer Schichten finden, so wäre es doch wohl das Nächstliegende, anstatt eine eingeschaltete Kalkmasse anzunehmen, den Marmolatakalk als eine Facies der Wengen-Cassianer Schichten anzusehen; zu welchem Schluss SALOMON auch durch die Untersuchung der Fauna kam. v. MOJSISOVICS hat vorsichtiger Weise den Esinokalk, der mit dem Marmolatakalk altersgleich ist, aus seiner Tabelle fortgelassen, wir wissen aber, dass der Esinokalk zwischen den Raibler und Wengen-Cassianer Schichten resp. Muschelkalk liegt. Wollte v. MOJSISOVICS nun seine Meinung aufrecht erhalten, so müsste er an Profilen nachweisen, dass der Marmolatakalk von Wengener Schichten überlagert wird.

und Wien an zahlreichen Punkten nachgewiesen worden. An manchen Orten vertritt der Reichenhaller Kalk den ganzen alpinen Muschelkalk, wenn nicht anzunehmen ist, dass die Rifffacies schon in der Recoarostufe beginnt, an anderen geht er nach oben in einen anderen schwarzen Kalk über, der sich durch Kieselausscheidungen und grau verwitternde Kluftflächen auszeichnet, man kann diesen füglich als Gutensteiner Kalk bezeichnen Von dem alpinen Muschelkalk Ober-Bayerns nicht zu unterscheiden, findet sich auch an Localitäten, wo kein Reichenhaller Kalk entwickelt ist, der Gutensteiner Kalk, z. B. am Torrener Joch bei Berchtesgaden, dort wird er von hellen, rothen und bunten Dolomiten unterlagert. Leider ist der Gutensteiner Kalk ausserordentlich fossilarm, gewöhnlich findet man nur Stielglieder von *Encrinus* cf. *liliiformis* und allenfalls Querschnitte von Brachiopoden in ihm.

c. Der Lunzer Faciesbezirk.

Wohl in keiner Gegend der Alpen ist der alpine Muschelkalk so eingehend studirt worden, wie im Lunzer Faciesbezirk, wo Stur, Bittner und neuestens v. Arthaber so genaue Untersuchungen angestellt haben, dass kaum noch Zweifel über die Gliederung des dortigen Muschelkalkes bestehen. Ueber den Werfener Schichten liegt dort der Reichenhaller resp. Gutensteiner Kalk, der seinerseits von den unteren Reiflinger Kalken, hornsteinreichen, schwarzen Kalken, welche dem oberbayerischen alpinen Muschelkalk ungemein ähnlich sind, überlagert wird. Sie vertreten nach v. Arthaber[1]) die Zone des *Ceratites binodosus,* also etwa die Dolomitbank und den Brachiopoden-Horizont von Reutte. Darüber liegen die oberen Reiflinger Kalke, deren unterster Theil wohl der Zone des *C. trinodosus* entspricht. Am Gamsstein entdeckte Bittner[2]) in einem grauen, grünflaserigen Kalk *Ptychites flexuosus*, vermuthlich entspricht die Ablagerung dem Schreyerkalk. Im oberen Theil der Reiflinger Kalke finden sich Mergelschiefer mit *Halobia Lommeli;* diese würden also bereits die ladinische Stufe vertreten, sind aber in praxi kaum von den Reiflinger Kalken zu trennen. Wir kommen auf diese Schiefer in einem späteren Abschnitt zurück.

Im Allgemeinen weicht das Gestein der Recoarostufe im Lunzer Gebiet nicht bedeutend von dem der entsprechenden Schicht in Ober-Bayern ab, wie ja auch beide Faciesbezirke in inniger Beziehung zu einander stehen; was sich vielleicht noch besser

---

[1]) Die Cephalopoden-Fauna der Reiflinger Kalke. Beitr. d. Paläont. u. Geol. Oesterreich-Ungarns und des Orients, 1896, p. 1—17.

[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1884, p. 262.

zeigen wird, wenn einmal das Gebiet Steyer und Abtenau genau bekannt sein wird.

ε. Der Aflenzer Faciesbezirk.

Unsere Kenntniss dieses kleinsten der hier unterschiedenen Faciesbezirke beruht auf den Untersuchungen Bittner's [1]) Die Entwickelung der Trias scheint derjenigen des Lunzer Bezirkes nicht ganz gleich zu sein. Der Muschelkalk ist durch Gutensteiner Kalk vertreten, der „nach oben in dunklen, weiterhin in helleren Dolomit übergeht". Das darüber folgende knollige Gestein dürfte vielleicht bereits der ladinischen Stufe entsprechen.

C. Die ladinische Stufe.

(Partnachschichten, obere Reiflinger Kalke, Aonschiefer, Arlbergkalk und -dolomit, Wettersteinkalk und -dolomit, Ramsaudolomit, unterer Dolomit Bittner u. Geyer.)

Der Name „ladinische Stufe" wurde durch Bittner für diejenigen Bildungen geschaffen, welche zwischen der Recoarostufe (einschliesslich der Buchensteiner Schichten) und den Raibler oder *Cardita*-Schichten liegen. Fast zu gleicher Zeit bezeichnete Salomon denselben Complex als *Lommeli*-Schichten, doch gebührt dem von Bittner aufgestellten Namen, der bereits von verschiedenen Seiten acceptirt wurde, die Priorität. Die ladinische Stufe ist wohl diejenige, welche den stärksten Facieswechsel aufweist, weshalb auch die Meinungen über das Alter dieser Ablagerungen bis auf die neueste Zeit stark von einander abweichen.

α. Bezirk der Bündner Facies.

Hier besteht wiederum ein kleiner Unterschied zwischen der Graubündener und der Vorarlberger Ausbildung. In Graubünden liegen im Hangenden des Muschelkalkes häufig schwarze, dünnbankige Kalke, welche mit schwarzen Mergeln wechsellagern; sie entsprechen jedenfalls genau den oberbayerischen Partnachschichten. Eine scharfe Grenze zwischen Muschelkalk und Partnachschichten existirt aber weder in der Bündner Provinz noch in den übrigen Theilen der Nordalpen, wie ich später zeigen werde. Die Partnachschichten in Graubünden enthalten häufig *Bactryllium Schmidi* (z. B. in der Val Triazza und an der Alp Sesvenna); andere Versteinerungen sind aus diesen Ablagerungen bisher nicht bekannt geworden. An anderen Stellen Graubündens scheinen die Part-

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1887, p. 92; Ibid. 1888, p. 248; Ibid. 1890, p. 299; Ibid. 1896, Jahresber. d. Dir.

nachschichten als Dolomit ausgebildet zu sein, so dass man sie vom Arlbergkalk nicht trennen kann.

In Vorarlberg bestehen die Partnachschichten nach SKUPHOS aus grauschwarzen Kalkmergeln mit muscheligem Bruch, knolligen, dunklen oder hellen Kalken mit unregelmässigen Schichtflächen, grauschwarzen, kalkarmen Mergeln, blaugrauen, fettglänzenden Mergeln, grauschwarzen, dünnblätterigen Mergeln, hellgrauen, dünnschieferigen, kalkreichen Mergeln und hell- oder dunkelgrauen, mergeligen Kalken. Alle diese Gesteinsarten können mit einander vorkommen, doch ist das selten der Fall; gewöhnlich sind die Partnachschichten in Vorarlberg an den einzelnen Localitäten von ziemlich einförmiger petrographischer Beschaffenheit. Sie haben hier eine grössere Anzahl von Fossilien geliefert, unter denen die hauptsächlichsten folgende sind: *Bactryllium Schmidi, Spiriferina Lipoldi, Retzia Schwageri* var. *media, Rhynchonella faucensis*[1], *Partanosaurus Zitteli.*

Während die Partnachschichten im eigentlichen Graubünden nicht sonderlich mächtig sind, soweit sich dies überhaupt bestimmen lässt, schwellen sie in Vorarlberg zu einer Mächtigkeit von durchschnittlich 150—200 m an.

Die ladinische Stufe ist in den meisten Theilen der Ostalpen aus einem unteren Mergelniveau und einer oberen Kalk- oder Dolomitmasse zusammengesetzt. In Graubünden ist gewöhnlich über den Partnachschichten eine Dolomitlage vorhanden, welche ich an anderer Stelle als Arlbergdolomit[2]) bezeichnet habe, da sie vollkommen dem Arlbergkalk (Dolomit) Vorarlbergs entspricht. An einzelnen Stellen reicht die Dolomitmasse von den Partnachschichten bis zu den Raibler Schichten, entspricht also dem bayerischen Wettersteinkalk oder dem südtiroler Schlerndolomit; an anderen Stellen befindet sich zu unterst eine Bank von grauem, splitterigem Dolomit, nicht unter 10 m mächtig; darauf folgt eine Rauhwacken-Sandsteinlage und dann nochmals

---

[1]) Ich habe verschiedene Male *Rhynchonella faucensis* ROTHPL. aus mehreren Localitäten sorgfältig untersucht und stets gefunden, dass sie echte Rhynchonellen-Cruren, sowie einen typischen Rhynchonellen-Schnabel besitzt; auch ist die Schale, wie ich durch zahlreiche Quer- und Längsschliffe nachgewiesen habe, niemals punktirt; ich muss also die generische Bestimmung: *Rhynchonella* aufrecht erhalten. BITTNER (Brach. d. alp. Trias, p. 205) rechnet zu *Rh. faucensis* zwei Exemplare aus den karnischen Hallstätter Kalken, welche punktirte Schalen aufweisen; die Exemplare wären also abzutrennen und neu zu benennen, umsomehr als sie ja aus einem höheren Horizont stammen. Jedenfalls kann man nicht auf Grund dieser Hallstätter Formen die Genusbestimmung der Art aus der ladinischen Stufe umstossen.

[2]) l. c., Engadin, p. 611, 619.

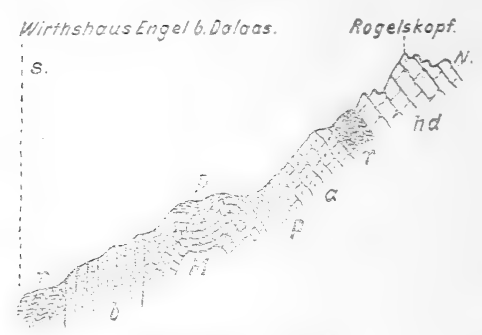
grauer, splitteriger Dolomit, der von dem unteren nicht zu unterscheiden ist. Ueber dieser Zone findet man dann regelmässig die Sandsteine, Schiefer und Rauhwacken der Raibler Schichten. Nicht selten ist auch die ganze ladinische Stufe durch Dolomit vertreten, so dass sich dann keine Unterabtheilungen machen lassen. Fossilien sind im Arlbergdolomit Graubündens bisher nicht gefunden, wenn man von einzelnen Bivalven-Querschnitten absieht. Ob die versteinerungsführenden Sandsteine und Kalke am Pass Sü Som zum Arlbergdolomit oder zu den Raibler Schichten gehören, liess sich bisher nicht nachweisen.

In Vorarlberg folgt über den Partnachschichten regelmässig eine gewöhnlich 300—400 m mächtige Kalk- oder Dolomitmasse, welche v. Richthofen als Arlbergkalk bezeichnete. Skuphos hat diese Schicht ohne triftigen Grund zu den Raibler Schichten gestellt. Wie ich bereits in meiner Arbeit über das Engadin auseinandergesetzt habe, ist jedoch diese Kalk-Dolomitzone sicherlich als Vertreter des Wettersteinkalks aufzufassen und somit zur ladinischen Stufe zu rechnen. Dass eine solche Zusammenfassung des Arlbergkalkes und der Raibler Schichten eine ganz künstliche ist, sieht jeder, welcher eines von den schönen, durch Skuphos beschriebenen Profilen besucht; da nun auch paläontologisch kein Grund vorliegt, beide Ablagerungen zu vereinigen, so halte ich sie hier getrennt und verweise im Uebrigen auf die Ausführungen in meiner Arbeit über das Engadin. Weshalb ich dagegen Partnachschichten und Arlbergkalk (oder Wettersteinkalk) im Gegensatz zu Skuphos in eine einzige Stufe stelle, werde ich gelegentlich der Besprechung des Wettersteinkalkes auseinandersetzen.

Der Arlbergdolomit ist häufig petrographisch dem Ramsaudolomit sehr ähnlich, besonders da, wo er Diploporen führt, was allerdings verhältnissmässig selten der Fall ist. Ein Profil, welches die Schichtenfolge zwischen Rhät und Muschelkalk sehr gut zeigt, bietet die Westseite des Thales, welches sich von Dalaas zum Formarinsee hinaufzieht. Dieses Profil ist von Skuphos beschrieben worden, doch hat er die beiden im Süden befindlichen Störungen, sowie den dazwischen auftauchenden Buntsandstein übersehen. Ich[1]) habe das berichtigte Profil bereits gegeben, bilde es jedoch hier nochmals ab. An diesem Profile sieht man, wie sich zwischen die Partnachschichten und die Raibler Schichten eine mächtige Dolomitmasse einschaltet, welche dem Wettersteinkalk Ober-Bayerns entspricht. Die Partnachschichten sind vom Arlbergdolomit scharf geschieden, ebenso aber auch die Raibler Schichten.

[1]) l. c. Engadin, p. 617.

Profil aus der Gegend von Dalaas gegen den Formarinsee (Vorarlberg).



Maassstab 1 : 50000.

b = Buntsandstein. M = Muschelkalk.
p = Partnachschichten. a = Arlbergdolomit.
r = Raibler Schichten. hd = Hauptdolomit.

3. Bezirk der oberbayerischen Facies.

Im oberbayerischen Gebirge und den sich anschliessenden nordtiroler Alpen entwickeln sich aus dem eigentlichen Muschelkalk nach oben mehr oder weniger dünnbankige, schwarze Kalke, welche zuweilen *Halobia (Daonella) partanensis* Schafh. enthalten. Nach oben stellen sich allmählich schwarze Mergel ein, welche an Mächtigkeit zunehmen; doch sind immer noch dicke Kalkbänke eingelagert, welche reichlich grosse Hornsteinknollen führen. Diese Kalkbänke sind gewöhnlich nicht mehr tief schwarz, sondern bereits blauschwarz. Ferner stellen sich in diesen oberen Theilen helle bis dunkelgraue, knollige Kalke mit unregelmässigen Schichtflächen ein. Während die unteren Bänke der Partnachschichten im Allgemeinen fossilarm sind, findet man in den oberen nicht selten Versteinerungen, und zwar in den Kalken gewöhnlich Brachiopoden, vor Allem *Koninckina Leonhardi*, in den Mergeln Bivalven und zwar hauptsächlich Halobien.

An gewissen Stellen der bayerischen Alpen, so besonders in der Gegend von Füssen (Calvarienberg, Hutlerberg, Raitbachthal) sind die Mergel wenig mächtig und an ihrer Stelle treten blaugraue bis röthliche Kalke auf, welche nur selten gut gebankt sind; doch hat sich eine Regelmässigkeit in der Vertheilung dieser Kalk- und Mergelfacies bisher nicht nachweisen lassen. An anderen Localitäten, z. B. an der Schönleiten bei Hohenschwangau, sind nur dünnschieferige, graue bis graugrünliche Mergel mit

Bactryllium Schmidi vorhanden und zwar in einer Mächtigkeit von höchstens 20 m. Auf ihnen liegt ein heller Dolomit, den ich seinerzeit als Wettersteindolomit bezeichnet habe. Er lieferte Fossilien, welche auch in den Partnachschichten vorkommen, so dass man in Ansehung der geringen Mächtigkeit der Partnachmergel ihn wohl als dolomitische Ausbildung dieser Schicht bezeichnen könnte.

Auch im Karwendel scheinen die Partnachschichten rein kalkig ausgebildet zu sein. Sie sind fossilarm und nur die Schichten an der Lindlahn bei Mittenwald sind durch zwei von Herrn Max Koch[1]) 1890 gefundene Bivalven: *Halobia (Daonella) partanensis* und *H. (Daonella) cassiana* wohl charakterisirt.

Am Laubenstein (Chiemseegebiet) fehlen[2]) die Partnachschichten gänzlich, wovon ich mich durch eigene Begehungen überzeugte.

Im Kaisergebirge sind nach Rothpletz[3]) Partnachschichten vorhanden, doch ist die Schichtbestimmung nicht durch paläontologische Funde gestützt.

Im Allgemeinen sind die Partnachschichten fossilarm, nur der Wendelstein hat reichere Funde geliefert; immerhin genügen die bisher bekannten Fossilien als Beweis dafür, dass die Partnachschichten ziemlich genau den Wengen-Cassianer Schichten Süd-Tirols entsprechen.

Die zweite wichtige Facies der ladinischen Stufe bildet in Ober-Bayern und Nord-Tirol der Wettersteinkalk. Er setzt dort die wichtigsten und höchsten Gipfelzüge zusammen, wie Gimpel, Metzenarsch, Gerenspitz in den Vilser Alpen, Säuling, Straussberg, Hochplatte in den Hohenschwangauer Bergen, fast sämmtliche Gipfel des Mieminger und Wettersteingebirges sowie des Karwendels und Kaisergebirges. In der östlichen Region Ober-Bayerns ist er weniger verbreitet und bildet hauptsächlich nur einzelne Gipfel, wie Wendelstein, Kampenwand etc., lässt sich jedoch bis in die Gegend von Reichenhall verfolgen. Tektonisch und orographisch spielt er also ungefähr dieselbe Rolle wie der Dachsteinkalk in den Salzburger Alpen.

Der Wettersteinkalk hat in den Nordalpen einen ausserordentlich gleichförmigen petrographischen Habitus; er ist ein weisser, selten grauer oder bläulicher Kalk, der einen geringen

[1]) Rothpletz, Die Perm-, Trias- und Jura-Formation auf Timor und Rotti im indischen Archipel. Palaeontographica, XXXIX, 1892, p. 96, Anm.

[2]) Finkelstein, Der Laubenstein bei Hohenaschau. N. Jahrb. f. Min., 1888; Beil.-Bd. VI, p. 41, 42.

[3]) Geol. Querschnitt, p. 141.

Thongehalt aufweist. Er besitzt sehr häufig Grossoolithstructur, welche Rothpletz, wenigstens z. Th. als Algenbildung ansieht. Häufig ist der Wettersteinkalk zum grössten Theil aus fossilen Kalkalgen (Diploporen) zusammengesetzt, doch fehlt es auch nicht an Korallenbänken, ziemlich vereinzelt kommen aber auch andere Fossilien vor.

Salomon hat nachgewiesen, dass der Wettersteinkalk ziemlich genau das gleiche Alter wie der Marmolatakalk besitzt. Dass er dem Schlerndolomit und Esinokalk äquivalent ist, beweist schon der Umstand, dass er ebenso wie diese durch Raibler Schichten überlagert wird. Ich glaube, dass heute wohl kaum noch Jemand ernstlich die Richtigkeit dieser Parallelisirungen bezweifelt, und es ist wohl ziemlich sicher, dass die paläontologische Untersuchung der Faunen des Wetterstein- und Esinokalkes das gleiche Resultat ergeben wird. Jedenfalls aber stimmen die Profile aus der Lombardei, Süd-Tirol und Ober-Bayern vollkommen darin mit einander überein, dass unter den Raibler Schichten eine Kalk- oder Dolomitmasse von beträchtlicher Mächtigkeit liegt.

Dass die Partnachschichten und der Wettersteinkalk zusammen eine einzige, die ladinische Stufe bilden, geht vor Allem daraus hervor, dass die Versteinerungen des Wettersteinkalkes, soweit sie bisher bekannt geworden sind, sich auch in den Partnachschichten oder den gleichwerthigen Cassian-Wengener Schichten finden, wobei wir allerdings von den Kalkalgen absehen müssen. Vor Allem muss darauf hingewiesen werden, dass Partnachschichten und Wettersteinkalk folgende Leitfossilien gemeinsam haben: *Koninckina Leonhardi, Rhynchonella faucensis, Halobia Lommeli, H partanensis, H. cassiana.* Ausserdem weist die Fauna des Wettersteinkalkes, trotzdem wir heute erst wenige Species daraus kennen, eine Anzahl von Arten auf, welche sie mit den Cassianer Schichten gemeinsam hat. Sicherlich werden sich auch Arten finden, welche aus dem alpinen Muschelkalk bekannt sind, wissen wir doch bereits, dass im Wettersteinkalk *Spiriferina fragilis* (var. *incurvata* Sal.) und *Waldheimia* cf. *angusta* vorkommen. [1]) Zu einer richtigen Würdigung der Fauna der ladinischen Stufe wird man natürlich erst dann gelangen, wenn die Fossilien des Esinokalkes revidirt, die des Wettersteinkalkes beschrieben sein werden, und man sodann die Fauna aller dieser Ablagerungen mit jenen der Partnach-Wengen-Cassianer Schichten sowie des alpinen Muschelkalkes wird vergleichen können.

---

[1]) Salomon, Marmolata, p. 107, 140.

Für die Zusammenfassung der Partnachschichten und des Wettersteinkalkes sprechen auch rein geologische Gründe. Wenn der Wettersteinkalk im Grossen und Ganzen eine Algenriffbildung ist, so steht zu erwarten, dass sie an einzelnen Stellen bereits über dem Muschelkalk beginnt, an anderen aber ganz fehlt. Ersteres ist der Fall am Laubenstein und vermuthlich noch an mehreren anderen Stellen der bayerischen Alpen. Dass der Wettersteinkalk im Gebiete von Lunz fehlt, resp. durch Mergelbildungen vertreten wird, wissen wir durch die Untersuchuugen Bittner's. Diese Mergelbildungen schliessen aber eine Fauna der Partnachschichten ein, woraus auf das Deutlichste hervorgeht, das die Partnachschichten nur eine Facies des Wettersteinkalkes sind. Dass dabei sehr wohl ein Theil der Partnachschichten älter sein kann als ein Theil des Wettersteinkalkes oder, mit anderen Worten, dass jener diesen unterlagert, steht damit natürlich nicht im Widerspruch; diese beiden Theile verhalten sich zur ladinischen Stufe wie Lias α und Lias β zum unteren Lias; wir sind bisher nur nicht im Stande, innerhalb der ladinischen Stufe paläontologische Horizonte abzutrennen.

Was wir hier vom Wettersteinkalk gesagt haben, findet seine Anwendung auch auf den Arlbergkalk, da er der Lage nach genau dem Wettersteinkalk entspricht; wenn also der Wettersteinkalk mit den Partnachschichten in eine Stufe zu vereinigen ist, so ist dasselbe mit dem Arlbergkalk der Fall, wenn uns hierbei auch nicht Fossilfunde aus dem Arlbergkalk unterstützen.

γ. Bezirk der Berchtesgadener Facies.

Die ladinische Stufe ist in diesem Bezirk einheitlich ausgebildet; sie besteht aus hellen bis grauen Dolomiten, welche jedenfalls zum grössten Theil durch Kalkalgen gebildet sind. Mergel haben sich hier bisher nicht gefunden, die Riffbildung begann theils schon nach Ablagerung der Werfener Schichten, theils nach Ablagerung des Muschelkalkes und hielt bis zu den Raibler Schichten, ja an manchen Stellen bis zur Zeit des Dachsteinkalkes an. Selten findet man andere Fossilien als Diploporen, nur hin und wieder kommen Nester von Cephalopoden und Bivalven oder Gastropoden vor. Eine einzige Fundstelle bei Berchtesgaden hat sicher bestimmbare, gut erhaltene Fossilien geliefert, und diese gehören sämmtlich Arten an, welche aus dem Marmolata- und Esinokalk bekannt geworden sind.

Die hier besprochene Dolomitablagerung bildet eine Reihe von Riffen resp. ein Barriereriff von einer Ausdehnung, wie sie wohl kaum ein anderes Riff der Alpen erreicht. Jedenfalls haben wir in der Berchtesgaden-Salzburger Gegend die Stelle zu suchen,

wo die Riffbildung in der Zeit des Muschelkalkes begann; in der Zeit der ladinischen Stufe breitete sich das Riff nach Norden und Westen aus, und erst in der Raibler Periode trat in den gesammten Nordalpen eine Unterbrechung in der Riffbildung ein.

δ. Bezirk der Lunzer Facies.

Aus den Reiflinger Kalken „entwickeln sich gegen aufwärts ziemlich rasch sehr dunkel gefärbte. lagenweise vollkommen kieselige, theilweise fast blätterige, mergelige Kalke und dünne, harte, klingende Kalkplatten.“ So schildert Bittner jene Lagen, welche die ladinische Stufe im Gebiete von Gross-Reifling vertreten. Im Einzelnen unterscheidet v. Arthaber mehrere Bänke; nach ihm liegen in dem oberen Theil der Reiflinger Kalke Einschaltungen von Mergeln, welche rasch an Mächtigkeit gewinnen und dann Zwischenlagen von hellerem Kalk aufweisen. Die Mergel enthalten Posidonomyen, *Halobia* sp., *H. Lommeli* Wissm., *Waldheimia* cf. *Eudora* Laube, *Anolcites* cf. *doleriticus* Mojs., *Protrachyceras* cf. *regoledanus* Mojs., *Atractites* nov. sp. Weiter nach oben werden die Kalkbänke mächtiger, und einige Bänke vom Aussehen des Reiflinger Kalkes schliessen nach v. Arthaber die Mergelserie ab. Es folgen blaugraue, ebenflächige, thonige, harte Kalke mit einem eingelagerten Mergelschiefer-Niveau, welches *Halobia intermedia* Mojs. enthält. An anderen Stellen fehlen die Mergelschiefer, und über den lichten Knollenkalken folgen schwarze ebenflächige, sehr dünnbankige Kalke mit Lagen von Kieselkalk (Aonschiefer). Diese Schicht enthält in Mengen *Posidonomya wengensis, Trachyceras Aon* Mstr., *Protrachyceras Archelaus* Laube und *Voltzia heterophylla* Schimp. u. Mong. Damit schliesst bei Gross-Reifling die ladinische Stufe ab. Dass die hier geschilderte Serie den oberbayerischen Partnachschichten und Wettersteinkalk vertritt, ist ganz sicher, schon aus geologischen Gründen, weil nämlich jedesmal die Unterlage die Zone des *Ceratites trinodosus* bildet, während im Hangenden die Raibler Schichten folgen. Diese Anschauung wird dadurch bestätigt, dass Bittner[2]) in den besprochenen Schichten bei Scheibbs *Koninckina Leonhardi* Wissm. auffand. Es ist auch wohl kaum noch daran zu zweifeln, dass die oberen Reiflinger Kalke zusammen mit den Aonschiefern das Niveau der Cassian-Wengener Schichten mit Einschluss des Schlerndolomites (Marmolatakalk, Esinokalk) vertreten. Mir scheint hier Bittner fast zu vorsichtig zu sein,

---

[1]) Ich folge hier hauptsächlich den Ausführungen Stur's, Bittner's und v. Arthaber's; bereits der ältere der drei Autoren hat mit grosser Klarheit die hier beschriebenen Verhältnisse auseinander gesetzt.

[2]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1891, p. 321.

wenn er diese Parallelisirung noch als fraglich bezeichnet; *Koninckina Leonhardi* Wissm. dürfte hier wohl ausschlaggebend sein, umsomehr als dieses Fossil eine geringe verticale Verbreitung hat und deshalb als vortreffliches Leitfossil anzusehen ist. Als besonders wichtig ist auch anzuführen, dass Bittner[1]) bei Weyer in einer Schicht, welche äusserlich den Eindruck der oberen Reiflinger Kalke macht, eine Fauna auffand, welche alle Haupttypen der Partnachschichten vom Wendelstein führt; leider ist die Lagerung eine unklare, so dass sich nicht mit Sicherheit bestimmen liess, welche Schichten über den fossilführenden Horizont folgen; indess scheint nach Bittner ein dem Wettersteinkalk entsprechendes, local entwickeltes Kalkniveau zu folgen.

Von noch grösserer Wichtigkeit ist jedoch eine Beobachtung, welche Bittner[2]) bei Kaltenleutgeben in der Nähe von Wien machte. Bereits Toula[3]) hatte hier das Vorkommen von Bactryllien constatirt, auch ist der Ort als Fundstelle von Muschelkalkfossilien bekannt geworden. Bittner beobachtete nun Folgendes: Ueber dem oberen alpinen Muschelkalk (Reiflinger Schichten) mit *Rhynchonella trinodosi* Bittn. liegen helle oder grünlichgraue, weiche Mergelschiefer, in welche sich Linsen von härterer, kalkigerer, schieferiger Beschaffenkeit einschalten, sodann eine kurze, dicke Kalklinse, über diese ein wenige Zoll mächtiger, gelblich verwitternder, plattiger Mergelschiefer, der lebhaft an die Aonschiefer bei Mödling erinnert. Darüber folgen die Raingrabener Schiefer mit *Halobia rugosa*. In den festen Bänken des unteren Mergelhorizontes, der die Bactryllien enthält, fand Bittner *Koninckina Leonhardi* Wissm. Das Gestein ähnelt, wie Bttner hervorhebt, auffallend den Koninckinen - Bänken der Partnachschichten. Diese Beobachtung ist besonders deshalb wichtig, weil sie zeigt, dass die oberen Theile der Reiflinger Kalke und die Aonschiefer durch eine petrographisch verschiedene Ablagerung ersetzt werden; und während man sonst in den Reiflinger Kalken nur schwer die ladinische Stufe von der Recoarostufe petrographisch trennen kann, wurden hier die oberen Reiflinger Kalke durch eine ganz verschiedene Facies verdrängt.

Sonach weist die ladinische Stufe im Gebiete der Lunzer Facies der Hauptsache nach eine mergelig kalkige Ausbildung auf, welche derjenigen des alpinen Muschelkalkes derselben Gegend sehr ähnelt. Nur im Osten tritt ein verschiedenes Mergelniveau auf.

---

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1892, p. 301.
[2]) Ibidem, 1893, p. 161.
[3]) Ibidem, 1879, p. 275.

Jene in Ober-Bayern eine so hervorragende Rolle spielenden Algenriffe (Wettersteinkalk) sind im Lunzer Gebiet nicht zu finden. Nur an einer Stelle, nämlich bei Weyer, scheint sich eine Kalkmasse über den Mergeln einzustellen. Leider ist, wie schon an anderer Stelle bemerkt, die Gegend zwischen den Bezirken der oberbayerischen und der Lunzer Facies, d. h. fast die ganze Strecke zwischen Salzburg und Steyer so gut wie unbekannt, oder es liegen wenigstens keine genaueren Untersuchungen vor, so dass wir heute nicht einmal mit Sicherheit angeben können, wo die Wettersteinkalke verschwinden.

ε. Bezirk der Aflenzer Facies.

Dieser kleine, aber wichtige Bezirk, den wir durch Bittner's Untersuchungen kennen gelernt haben, weist in seinem östlicheren Theile bei Aflenz selbst über dem eigentlichen alpinen Muschelkalk „dunkle, mit schieferigen, mergeligen Zwischenlagen wechselnde Gesteine“ auf, von denen man vermuthen kann, dass sie die ladinische Stufe vertreten; doch ist die Stufe bisher paläontologisch dort nicht nachgewiesen. Besser steht es im westlicheren Theile, südlich vom Gesäuse. Dort hat Bittner schon vor Jahren Koninckinen entdeckt, von denen er glaubte, sie lägen in den Raibler Schichten; neuerdings jedoch wies Bittner[1]) an einem besser aufgeschlossenen Profile folgende Schichtenserie nach: zu unterst liegen dunkle Kalke und Mergel; in den obersten Bänken fand Bittner *Koninckina Leonhardi* Wissm., *Koninckella triadica* Bittn. und *Rhynchonella lingularis* Bittn. (= *Rh. lunata* Gümb. var. *lingularis*). Die ersten beiden Arten sind in den Cassianer Schichten häufig; die letztere steht der *Rh. lingligera* aus den Cassianer Schichten nahe. Ueber diesen Schichten liegen direct die Raingrabener Schiefern (Raibler Schichten) mit *Halobia rugosa* Gümb., auf letzteren dann die Hüpflinger Kalke, welche den Reiflinger Kalken ähnlich sind und dadurch leicht zu der Ansicht verführen konnten, dass eine überkippte Schichtenserie vorläge, umsomehr als es Bittner erst in der neuesten Zeit gelungen ist, die oben genannten Fossilien im Anstehenden zu entdecken. Der Umstand, dass *Koninckina Leonhardi* Wissm. auch hier nur in den Schichten vorkommt, welche unter den Raibler Schichten liegen, giebt uns einen neuen Beweis dafür, dass die Art ein ausgezeichnetes Leitfossil ist.

Algenriffe fehlen auch in diesem Faciesbezirk, worauf schon Bittner nachdrücklich hingewiesen hat; wir haben hier eine schmale, rifffreie Zone zwischen den Centralalpen und dem nördlichen Riffdistrict.

---

[1]) Verh. k. k. geol. R.-A., 1896 (Jahresber. d. Directors), p. 18, 19.

D. **Raibler Stufe** (*Cardita*-Schichten).

(Raibler Schichten, *Cardita*-Schichten, Reiselsberg-Sandstein Schafhäutl z. Th., Raingrabener Schiefer, Opponitzer Kalk, *Halobia rugosa*-Schiefer, Lunzer Sandstein, Lüner Schichten, Haller Schichten Rothpletz, karnische Hallstätter Kalke.)

Die Besprechung dieses Horizontes wird uns in mancher Beziehung durch die zusammenfassende Arbeit v. Wöhrmann's[1]) erleichtert, worin der mühevolle, aber verdienstliche Versuch gemacht wird, die Raibler Schichten in weitere Unterhorizonte zu gliedern. Doch kann ich v. Wöhrmann darin nicht ohne Weiteres folgen, weil seine Unterstufen mir für die Nordalpen wenigstens nicht genügend begründet erscheinen. In den meisten Fällen musste er sich auf Angaben in der Literatur stützen; hätte er die Raibler Schichten aus den Alpen südlich des Chiemsee oder aus dem Gebirge von Hohenschwangau gekannt, so wäre er vermuthlich dahin gelangt, einzusehen, dass sich hier seine Stufengliederung nicht durchführen lasse. Auch seine Deutung der Schichten in Graubünden wird wohl kaum aufrecht zu halten sein. Schon in Beziehung auf die Salzburger Kalkalpen musste v. Wöhrmann seine Zuflucht zu tektonischen Störungen nehmen, um die geringe Mächtigkeit der *Cardita*-Schichten zu erklären; hätte er die Gegend aus eigener Anschauung gekannt, so würde er jene Vermuthung wohl kaum ausgesprochen haben. Ich muss schon hier der Ansicht Ausdruck geben, dass wohl kaum in einer anderen Schicht der Alpen, die Koessener Schichten ausgenommen, ein so starker Facieswechsel herrscht, wie in den Raibler Schichten. Vielleicht werden sich paläontologisch an einzelnen besonders gut aufgeschlossenen Profilen Unterstufen erkennen lassen, dem kartirenden Geologen wird es jedoch wohl kaum jemals gelingen, Unterstufen der Raibler Schichten auszuscheiden. wobei ich allerdings das Lunzer Gebiet als ein besonders gut gegliedertes ausnehmen muss. Am ehesten lässt sich noch eine untere und obere Abtheilung[2]) erkennen, aber jene complicirte Reihenfolge von Horizonten, welche v. Wöhrmann in Nord-Tirol und Ober-Bayern unterscheidet, wird sich schwerlich auf weitere Strecken hin verfolgen lassen.

α. Bezirk der Bündener Facies.

Die Raibler Schichten sind in Graubünden im Allgemeinen als rothe und gelbe Sandsteine, rothe, sandige Schiefer und gelbe

---

[1]) Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1893, p. 617—768.

[2]) v. Wöhrmann, l. c., p. 693, 694.

Rauhwacken ausgebildet, sehr häufig trifft man auch nur Rauhwacken in diesem Horizont an. Sichere Raibler Fossilien sind bisher in Graubünden nicht bekannt geworden. Zwar kommen am Ofen Pass [1], auf der Seite gegen Cierfs hin, sandige, dunkle Kalke und gelbe bis dunkle Sandsteine vor, in denen man sehr häufig Durchschnitte von Megalodonten und ?*Gonodon* trifft, doch hat sich bisher nicht feststellen lassen, ob diese Sandsteine und Kalke dem Arlbergkalk oder den Raibler Schichten angehören. Fossilreicher werden die Raibler Schichten in Vorarlberg, obgleich auch dort bei Weitem nicht so grosse Faunen und Floren wie in Bayern — Nord-Tirol vorkommen. Skuphos [2]) fand nur 3 Species, nämlich *Myophoria fissidentata* Wöhrm., *Megalodon triqueter* Wulf. und *Pterophyllum longifolium*. Auch Escher von der Linth fand nur Pflanzenreste. Der von Skuphos erwähnte untere Kalk- oder Dolomit-Horizont gehört, wie ich an anderer Stelle ausgeführt habe, nicht zu den Raibler Schichten; die darin vorkommenden kleinen Megalodonten sind sicherlich nicht mit *Meg. triqueter* identisch, was schon v. Wöhrmann hervorgehoben hat. Vielmehr bildet die untere Kalk - Dolomitmasse einen guten constanten Horizont, der als Arlbergkalk genau dem oberbayerischen Wettersteinkalk entspricht und demzufolge der ladinischen Stufe angehört. Skuphos hat die Mächtigkeit der Raibler Schichten + Arlbergkalk unterschätzt, wenn er als höchste Zahl 300 m angiebt; in seinen Profilen von Dalaas zum Formarinsee z. B. [3]), in welchem die Partnachschichten viel zu mächtig eingezeichnet sind (siehe Profil p. 708 dieser Arbeit) haben die Raibler Schichten + Arlbergkalk eine Mächtigkeit von 500—700 m und ebenso steht es mit den übrigen von Skuphos gegebenen Profilen, in denen fast stets die Partnachschichten viel zu mächtig gezeichnet sind. Der Arlbergkalk hat fast überall eine Mächtigkeit von 300 bis 500 m, so dass für die Raibler Schichten ungefähr 150 bis 200 m bleiben. In Beziehung auf die Schichtenfolge unterscheidet Skuphos von unten nach oben folgende Unterstufen innerhalb der Raibler Schichten:

1. hellbraune Sandsteine mit Pflanzenresten,
2. schmutziggraue Mergel mit dünnbankigen Kalken,
3. dunkelgrauer, fester Kalk, welcher auch in Dolomit mit *Megalodon triqueter* übergeht,
4. Kalk, Sandsteine, Mergel, Gyps und Rauhwacken.

Hier muss man jedoch hinzufügen, dass diese Reihenfolge

---

[1]) Böse, Zur Kenntniss d. Schichtenfolge im Engadin, p. 578, 612.
[2]) Partnachsch. i. Vorarlberg, p. 155.
[3]) Skuphos, l. c., p. 161.

keineswegs constant ist, sondern dass häufig die Raibler Schichten fast nur aus Rauhwacken bestehen, oder dass einer der beiden Sandsteinzüge fehlt, oder aber dass nur zwei Sandsteinlagen und dazwischen eine wenig mächtige Kalklage vorhanden ist. v. Richthofen hat jedenfalls einen grossen Theil der Raibler Schichten zum Arlbergkalk gezogen, was aus seiner Beschreibung dieser Ablagerung deutlich hervorgeht; immerhin hat er bereits gesehen, dass eine Scheidung in zwei Stufen: Arlbergkalk und Raibler Schichten möglich sei. Auch die Gyps- und Rauhwacke-Formation v. Mojsisovics' dürfte nichts Anderes als ein Theil der Raibler Schichten sein. Ich habe schon in meiner Arbeit über die Schichtenfolge des Engadin darauf hingewiesen, dass in Graubünden die Sandsteinbildung bereits in der ladinischen Stufe begonnen habe, immerhin will ich dies hier doch ein wenig beschränken, insofern man auch an eine starke Reduction der Kalkmassen in der ladinischen Stufe glauben könnte (etwa wie in Judicarien), indess hat meine früher ausgesprochene Anschauung manches für sich. Im westlichsten Vorarlberg scheint dann ebenfalls die Sandsteinbildung früher begonnen zu haben, als im östlichen, doch sind diese Verhältnisse immer noch nicht genau genug untersucht. Soweit meine Untersuchungen reichen, wird gegen Westen die Mächtigkeit des Arlbergkalkes reducirt, dagegen nimmt die der darüber lagernden sandigen Schichten zu.

β. Bezirk der oberbayerischen Facies.

Die Raibler Schichten sind in Ober-Bayern und Nord-Tirol an einigen Stellen sehr genau untersucht worden. v. Wöhrmann [1]) stellte für die bayerischen und nordtiroler Alpen folgende Schichtenreihe als Norm auf:

Hauptdolomit.
2. Oberer Horizont (Torer Schichten), Wechsel von Kalk, Dolomit, Rauhwacke und Mergelbänke.
1. Unterer Horizont.
   c. Oberer Mergelzug,
   b. dolomitisch kalkiger Zug,
   a. unterer Mergelzug.
Wettersteinkalk.

Der untere und der obere Mergelzug werden aus Schieferletten und Sandsteinen zusammengesetzt. v. Wöhrmann hat auf diese Reihenfolge der Gesteine hin ziemlich weitgehende Schlüsse

[1]) Die Fauna der sog. *Cardita-* und Raibler Schichten in den nordtiroler und bayerischen Alpen. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1889, p. 255.

gezogen. Ich habe s. Z. für die Hohenschwangauer Alpen ein Profil gegeben, welches sich schon nicht mehr ganz mit dem von v. Wöhrmann aufgestellten Schema deckt:

Hauptdolomit.

2. { bräunliche, thonige Kalke mit *Ostrea montis caprilis*, heller bis grauer Dolomit, blaugraue Kalke.

1. {
c. gelbbraune Sandsteine mit Pflauzenresten,
b. { Rauhwacke und mürber Dolomit, gelblicher, eisenschüssiger Dolomit.
a. gelbbraune Sandsteine mit Pflanzenresten, helle, hornsteinführende Kalke mit Sphaerocodien und *Cardita Guembeli*.

Der untere, nicht unbeträchtliche, helle Kalk, welcher vom Wettersteinkalk nur schwer zu trennen ist, wird von v. Wöhrmann nicht berücksichtigt, doch ist er im Karwendel z. B. ziemlich constant zu finden, ebenso wie bei Hohenschwangau. Rothpletz[1]) sagt auch ganz richtig: „Nach der Vertheilung der häufigsten Versteinerungen kann man eine Reihe von Horizonten unterscheiden: die *Cardita*-, die Austern-, die *Pentacrinus*-Bänke und die *Megalodon* - Kalke ...... In den nördlicheren Theilen unseres Gebietes sind die versteinerungslosen Rauhwacken oft in einer Weise vorherrschend, dass man die anderen Horizonte entweder nur zum Theil oder gar nicht mehr nachweisen kann. Es spricht dies dafür, dass letztere keine Bildungen von grösserer Ausdehnung und Tragweite sind, womit auch in Uebereinstimmung steht, dass ihre Aufeinanderfolge an den verschiedenen Orten eine verschiedene ist. So liegt am Haller Anger der *Cardita*-Horizont unter den Austernbänken und am Ueberschall über diesen der *Megalodon*-Kalk, während am Lerchenstock letzterer zu unterst und *Cardita*- und Austernbänke mit einander vereint scheinen. Bei der Erzgrube liegen ebenso die *Pentacrinus*-Stielglieder im selben Lager wie die *Cardita*-Schalen, während beide am Lerchenstock noch zeitlich von einander getrennt sind." In einem vollständigen Profil am Wendelstein fand Fraas[2]):

Hauptdolomit.
50 m dünnbankigen Kalk mit *Ostrea montis caprilis*,
100 m Rauhwacken und dolomitische Kalke,
70 m dünnplattige braune Sandsteine mit Thonbänken.
Wettersteinkalk.

---

[1]) Das Karwendelgebirge, p. 24.
[2]) Das Wendelsteingebiet, p. 29.

Ganz anders ist die Ausbildung an dem vom Wendelstein nicht sehr entfernten Laubenstein. Hier liegt nach Finkelstein[1]) über dem Wettersteinkalk „ein dünnplattiger, mergeliger, grauer Kalk mit flachmuscheligem Bruch und durchzogen von reichlichem Kalkspathgeäder. Stellenweise tritt zwischen seinen Schichtflächen ein schwärzlicher, in kleine Brocken zerfallender Schieferthon auf, dessen Verwitterung einen gelben Lehm liefert. Die Dicke dieses Belages erreicht nur wenige Centimeter. Weiterhin ist eine gelbe, grosszellige, dolomitische Rauhwacke hierher zu zählen. . . . . . Die Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter." An der Kampenwand dagegen, welche in der Fortsetzung des Laubensteins liegt, bestehen die Raibler Schichten fast nur aus sehr versteinerungsarmen Mergeln, während noch weiter nach Osten, am Hochfelln, eine mächtige Rauhwacke fast allein die Raibler Schichten zu vertreten scheint.

Am Rauschberg[2]) zwischen Hochfelln und Reichenhall finden wir folgende Serie von Gesteinen:

Hauptdolomit.

Raibler Schichten.
4. grauschwarze Kalke mit Hornstein und Mergel mit Sphaerocodien-Bank,
3. grauschwarze Kalke und braune Mergel mit *Ostrea montis capsilis* etc. (sehr fossilreich),
2. weisse bis graue, hornsteinreiche Kalke und Dolomite mit *Megalodus triqueter* u. a. Fossilien,
1. graue, plattige Mergel und rothbraun verwitternde Sphaerocodien-Kalke.

Wettersteinkalk.

Aus den vorher geschilderten Verhältnissen geht hervor, dass eine Eintheilung der Raibler Schichten in mehrere Horizonte kaum durchzuführen ist. Vielleicht wäre es möglich, in dem hier zu besprechenden Bezirk die oberen Ostreenbänke von den unterlagernden Schichten zu trennen, doch wäre bei der sehr geringen Mächtigkeit der Raibler Schichten (sie erreichen nur selten eine solche von 200 m) sowie der gewöhnlich recht mangelhaften Aufschlüsse eine kartographische Ausscheidung der beiden Horizonte kaum möglich.

v. Wöhrmann hat schon in seiner früheren Arbeit über die Raibler Schichten nachzuweisen versucht, dass sein unterer Horizont sehr viele Cassianer Typen enthalte, während der obere

[1]) Der Laubenstein, p. 43.

[2]) v. Gümbel, Bayerisches Alpengebirge, p. 263; siehe auch Theil I vorliegender Arbeit.

deren bedeutend weniger aufwiese. ROTHPLETZ[1]) hat daraufhin versucht, den v. WÖHRMANN'schen Horizont a (unterer Mergelzug) abzutrennen und der ladinischen Stufe (norische Stufe ROTHPLETZ) unter dem Namen Haller Schichten anzufügen. Diese Abtrennung basirt auf den Bestimmungen v. WÖHRMANN's. Nun wird jedoch neuerdings durch BITTNER[2]) darauf aufmerksam gemacht, dass eine ganze Reihe von Formen der *Cardita*-Schichten, von denen v. WÖHRMANN glaubte, sie kämen auch in den Cassianer Schichten vor, selbständige Arten sind, welche sich in den Cassianer Schichten nicht finden. Ich erwähne hier nur *Gonodon Mellingi* (R)[3]), *Opis Hoeninghausi* (C), *Cardita crenata* (C), *Hoernesia Joannis Austriae* (R), *Myophoria decussata* (C), *Myophoriopsis lineata* (C), *Macrodon strigillatus* (C); alle diese wichtigen Arten gehören stets nur einer der beiden Schichten an. Dass eine Anzahl von Arten aus der ladinischen in die Raibler Stufe übergeht, ist nicht wunderbar. Derartiges ist ja bei allen aufeinanderfolgenden Stufen beobachtet; der Habitus der beiden Faunen bleibt doch ein ganz verschiedener, was besonders hervortritt, wenn man die Brachiopoden betrachtet; dass einzelne Arten, wie *Spirigera Wissmanni* und *Sp. indistincta*, beiden Schichten gemeinsam sind, beweist natürlich nichts.

v. WÖHRMANN hat den Namen „Haller Schichten" nicht acceptirt; wenn aber, wie aus seinen Bestimmungen hervorgehen würde, der untere Horizont der *Cardita*-Schichten eine Cassianer Fauna enthielte, so hätte man unbedingt die Abtrennung des Niveaus vornehmen müssen. Dies hat SALOMON auch eingesehen und im Vertrauen auf die Richtigkeit der Bestimmungen v. WÖHRMANN's den Namen Haller Schichten acceptirt. Nachdem jedoch von Seiten BITTNER's die oben erwähnten Zweifel an jenen Fossilbestimmungen geäussert wurden, wird die Neuuntersuchung der Raibler Fauna durch BITTNER abgewartet werden müssen, bevor man ein Urtheil über das Verhältniss der Raibler zur Cassianer Fauna wird fällen können. Gegen die Abtrennung des unteren Theiles der Raibler Schichten sprechen jedoch auch geologische Gründe. Vor Allem wird die Trennung sich in der Praxis wohl kaum jemals durchführen lassen, einige besonders günstige Localitäten ausgenommen. Ferner beginnt mit den Sandsteinbildungen über dem Wettersteinkalk sicherlich ein wichtiger neuer Abschnitt in der alpinen Trias, so dass man unmöglich die Grenze zwischen

[1]) Querschnitt durch die Ostalpen.

[2]) Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abh. k. k. geol. R.-A., 1895, XVIII

[3]) Die Buchstaben (C) und (R) beziehen sich auf das Vorkommen der Art in den Cassianer oder den Raibler Schichten.

der ladinischen und der Raibler Stufe mitten in diese Sandsteine hinein verlegen kann, ebensowenig wie man die Grenze zwischen Werfener Schichten und Muschelkalk in die dunklen Kalke über den Schichten mit *Naticella costata* verlegen darf.[1])

γ. Bezirk der Berchtesgadener Facies.

In diesem Bezirke sind die Raibler Schichten von der allergrössten Wichtigkeit, wie schon Bittner erkannt hat, der deshalb sein Hauptaugenmerk in dieser Gegend stets auf die Entdeckung der *Cardita*-Schichten gerichtet hat; sie geben uns

[1]) Es bleibt noch eine Notiz bei v. Gümbel (Geologie v. Bayern, II, p. 1183 [Nachträge u. Druckfehler]) zu berichtigen. An der citirten Stelle heisst es nämlich: „Meine im letzten Sommer an Ort und Stelle vorgenommene Untersuchung hat die in neuerer Zeit vielfach ausgesprochene Ansicht bestätigt, dass der Pflanzenreste führende Sandstein von Klais nicht den Partnach-, sondern den Raibler Schichten angehört.“ Die Pflanzensandsteine, von denen hier die Rede ist, haben insofern eine Rolle in der alpinen Literatur gespielt, als sie, die v. Gümbel für Partnachschichten hielt, eine Flora aufweisen, welche er als Lettenkohleflora deutete; v. Gümbel liess deshalb mit den Partnachschichten den Keuper beginnen. Auch von Weissenbach (besser Gachtpass) beschreibt v. Gümbel Partnachsandsteine mit Lettenkohleflora. (Seither ist diese Flora von Ferchenbach und Gachtpass durch Schenk und Stur anders gedeutet worden.) v. Richthofen (Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol, II, p. 131) hat bereits 1862 gezeigt, dass die Sandsteine am Gachtpass zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit liegen, welche Ansicht durch v. Wöhrmann (*Cardita*- und Raibler Schichten in den nordtiroler und bayerischen Alpen, p. 241) und Rothpletz (Querschnitt durch die Ostalpen, p. 35) neuerdings bestätigt wird; ich habe mich von der Richtigkeit dieser Deutung der Lagerungsverhältnisse durch einen zweimaligen Besuch der Localität überzeugt. Es blieb also nur die Localität Ferchenbach - Klais bei Partenkirchen übrig. Nun hatte man jedoch an keiner Stelle der bayerischen Alpen bei genaueren Untersuchungen Sandsteine in den Partnachschichten gefunden, deshalb konnte v. Wöhrmann (l. c. p. 243) mit Recht schon 1889 die Anschauung vertreten, dass die Sandsteine von Klais etc. den Raibler Schichten angehören. Im Jahre 1891 machte Herr Prof. A. Rothpletz mit seinen Schülern eine mehrtägige Excursion an den Ferchenbach, wobei die Gegend auf Katasterblättern kartirt wurde. An dieser Excursion nahm auch Skuphos Theil, der später nochmals am Ferchenbach Untersuchungen anstellte und durch Fossilfunde die Resultate jener Excursion bestätigte. Er publicirte sodann in seiner Arbeit über die Partnachschichten Bayerns und Nord-Tirols die gewonnenen Resultate, gab ein Profil durch die Gegend und constatirte durch Fossilfunde, dass die weissen, von v. Gümbel für Wettersteinkalk gehaltenen Kalke den Raibler Schichten angehören, dass sie von Sandsteinen unter- und überlagert werden, sowie dass über dem ganzen Complex der Hauptdolomit liegt. Man hat es also seit Skuphos' Publication mit feststehenden Thatsachen zu thun.

nämlich den einzigen Anhalt zur Gliederung jener mächtigen Dolomit- und Kalkmassen, welche in dem Bezirk der Berchtesgadener Facies die Hauptmasse der Trias zusammensetzen.

a. Normale Ausbildung.

Die Raibler Schichten gliedern sich hier zumeist in einen unteren, mergeligen oder kalkigen und in einen oberen, dolomitischen Horizont. Dass jener der Raibler Stufe angehört, beweisen die Fossilien. Die Dolomite dagegen sind fossilleer. Da sie jedoch keine Aehnlichkeit mit dem Hauptdolomit haben, dieser vielmehr durch die mächtige Masse des Dachsteinkalkes vertreten wird, und da ferner die Mergel und Kalke der Raibler Stufe hier sehr wenig mächtig sind, so sind wir wohl berechtigt, in den Dolomiten die Vertretung der v. Wöhrmann'schen Torer Schichten zu sehen, umsomehr als der meistens wenig mächtige Dolomit scharf vom Dachsteinkalk getrennt ist.

Gewöhnlich liegt über dem Ramsaudolomit eine wenig mächtige (oft kaum mehr als 0,5 — 2 m) Bank von Mergeln, Sandsteinen und blaugrauen Kalken. Häufig finden sich darin Sphärocodien-Bänke oder Bänke, welche von *Cardita Guembeli* erfüllt sind, auch Pflanzenreste fehlen in den Sandsteinen nicht. Im Osten treten häufig, im Westen seltener schwarze Mergelschiefer auf, welche *Halobia rugosa* führen; man hat sie als Raingrabener Schiefer bezeichnet. Ganz auf den Westen scheint eine Facies beschränkt zu sein, welche als Cidariten-Breccie zu bezeichnen ist; Bittner hat sie entdeckt und von verschiedenen Localitäten beschrieben. Auch knollige Kalke sind zuweilen im östlichen Theile des hier zu besprechenden Bezirkes vorhanden. Gut erhaltene Fossilien sind in allen diesen Ablagerungen im Allgemeinen nicht häufig, doch sind, wie schon erwähnt, einzelne Bänke von Bivalvenschalen und Cidaritentrümmern oft ganz erfüllt.

An einzelnen Stellen sind die Raibler Schichten ganz als Dolomit ausgebildet, so dass man den Ramsaudolomit von ihnen nicht abtrennen kann, eine scharfe Grenze lässt sich in diesen Ausnahmefällen dann erst gegen den Dachsteinkalk hin ziehen.

b. Die karnischen Hallstätter Kalke.

Den Raibler Schichten sollen auch die karnischen Hallstätter Kalke entsprechen, d. h. jene Schichten, welche uns hauptsächlich vom Feuerkogl bei Aussee und vom Sandling bei Hallstatt bekannt geworden sind und deren Hauptfossil *Tropites subbullatus* ist. Es ist bekannt, dass an der Pailwand bei Abtenau Fossilien der *Subbullatus*-Zone über den Raingrabener Schiefern im Dachsteinkalk liegen, dadurch wird es sehr fraglich, ob die karnischen

Hallstätter Kalke thatsächlich den Raibler Schichten entsprechen. und nicht vielmehr etwa den unteren Theil des Dachsteinkalkes vertreten. Dass sie unter den norischen Kalken liegen, geht aus den Profilen Schlosser's hervor; v. Mojsisovics selbst hat hierfür niemals den Nachweis erbracht. Auf die Zonengliederung, welche v. Mojsisovics heute noch aufrecht erhalten wird, brauche ich an dieser Stelle nicht einzugehen, da ich es bereits an einer anderen Stelle dieser Arbeit gethan habe. Für die Gliederung der nordalpinen Trias aber sind die Hallstätter Kalke ihrer geringen Verbreitung wegen wenig wichtig; in dem grössten Theile der Alpen lässt sich eine richtige Gliederung durchführen, auch wenn über das Alter der Hallstätter Kalke nicht das Geringste bekannt wäre.

δ. Bezirk der Lunzer Facies.

Durch die Untersuchungen von Bittner und Stur sind die Raibler Schichten der ober- und niederösterreichischen Kalkalpen genau bekannt geworden. Es lassen sich die drei Unterabtheilungen:

Opponitzer Kalk (oben),
Lunzer Sandstein,
Raingrabener Schiefer

unterscheiden, welche an die oberbayerischen Ablagerungen erinnern, jedoch besser trennbar sind. Die Raingrabener Schiefer (schwarze Mergelschiefer) sind allerdings im oberbayerischen Bezirk kaum vertreten, desto besser aber im Berchtesgadener Bezirk, besonders aber in dessen östlichem Theil. Die Lunzer Sandsteine sind ähnlich den in Bayern und Tirol häufig vorkommenden Pflanzensandsteinen (Partnachklamm). Die Opponitzer Kalke werden wohl ziemlich genau mit den Kalken übereinstimmen, welche sich in Bayern häufig im obersten Theile der Raibler Schichten finden; ich erinnere an die aus dem Karwendel und dem Wettersteingebirge erwähnten Raibler Kalke. Bittner [1]) rechnet allerdings in einer neueren Publication den Opponitzer Kalk und den Ostreenkalk der *Cardita* - Schichten zum untersten Theile der Dachsteinkalkgruppe, fasst diese aber auch etwas weiter als ich, da ich die zwischen den *Cardita*-Schichten und dem eigentlichen Dachsteinkalk liegenden Dolomite noch zu den Raibler Schichten rechne, was übrigens ja nur eine formelle Abweichung ist.

Weitere Auseinandersetzungen sind an dieser Stelle unnöthig, da bereits die Hauptsache in dem ersten Theil der Arbeit auf-

---

[1]) Ueber die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins in der Triasformation. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1897, p. 446.

geführt worden ist, und zahlreiche Specialbeschreibungen der Lunzer Facies durch Bittner geliefert wurden.

ε. Aflenzer Facies.

Hier finden sich der Hauptsache nach Raingrabener Schiefer mit *Halobia rugosa* und darüber die von Bittner als Hüpflinger Kalke bezeichneten Ablagerungen. Die letzteren sind petrographisch den Reiflinger Kalken ähnlich. Der obere Theil der Raibler Schichten dürfte wohl schon durch Dolomitlagen vertreten sein, so dass wir eine gewisse Abweichung dieses Faciesbezirkes von dem Lunzer Bezirk constatiren können.

E. Hauptdolomitstufe (Dachsteinkalkstufe).

(Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Dolomit, norischer Hallstätter Kalk, Pötschenkalk, Seefelder Schiefer, Plattenkalk, niederösterreichischer Dachsteinkalk.)

Diese Stufe ist, abgesehen von dem Bezirk der Berchtesgadener Facies, bei Weitem die gleichförmigste in den gesammten Alpen. Wir können deshalb die Aufzählung des Vorkommens in den einzelnen Bezirken abkürzen, umsomehr, als die Beschreibung schon in zahlreichen Specialarbeiten existirt. Dass der eigentliche Hauptdolomit in den Nordalpen fast nirgends Fossilien führt, ist hinreichend bekannt; nur die Lagerung giebt uns hier einen Anhalt für das Alter der Ablagerung. Auch die in den Südalpen vorkommenden Fossilien sind schlecht erhalten; etwas besser diejenigen, welche durch Costa und Bassani aus dem südlichen Italien beschrieben worden sind.

α. Bezirk der Bündener Facies.

Der Hauptdolomit ist als einheitlicher, grauer bis gelbweisser Dolomit entwickelt, der meistens gut gebankt ist. Man kann ihn gewöhnlich schon dem Aussehen nach vom Arlbergdolomit unterscheiden, da dieser eine rasche, mehlige Verwitterungsrinde aufweist, während der Hauptdolomit in die bekannten rhomboëdrischen Splitter zerfällt.

β. Bezirk der oberbayerischen Facies.

Der Hauptdolomit unterscheidet sich hier wenig von demjenigen Graubündens und Vorarlbergs, nur ist häufig die Bankung nicht sichtbar. Zu erwähnen ist das Vorkommen von Asphaltschiefern im Hauptdolomit (z. B. bei Seefeld, an der Scharnitz, und bei Pflach in der Nähe von Reutte [Tirol]), welche bei Seefeld zahlreiche triadische Fische führen, ebenso auch nach einer

Mittheilung Dr. SCHLOSSER's am Fuss des Rofan bei Münster im Unterinnthal, welche wohl z. Th. ident mit den von BASSANI aus Süd-Italien beschriebenen sein dürften.

Eine Eigenthümlichkeit der oberbayerischen Facies sind die Plattenkalke: dünngebankte, graue bis helle Kalke, welche oft den oberen Theil des Hauptdolomits vertreten und in ihrer Mächtigkeit sehr wechseln. Sie enthalten meistens zahlreiche kleine Gastropoden (z. B. *Rissoa alpina* GÜMB.).

γ. Bezirk der Berchtesgadener Facies.

Die Bildungen, welche in diesem Bezirke dem Hauptdolomit entsprechen, sind von diesem durchaus verschieden. Hier haben wir die seit langer Zeit als Dachsteinkalk bezeichneten Kalkmassen. Ueber den Dolomiten der Raibler Schichten finden sich mächtige, dickbankige, graue Kalke mit Durchschnitten von Gastropoden und Megalodonten; seltener kommen Ammoniten und Brachiopoden vor. Zahlreich vorhanden sind Korallen und zuweilen Diploporen *(Gyroporella)*. Als Linsen sind dem Dachsteinkalk die oberen Hallstätter Kalke, rothe bis weisse, oft massige oder dickbankige Kalke[1]) eingelagert, so dass man wegen der norischen Fauna, welche diese Kalke enthalten, die ganze Stufe wohl auch als norische Stufe bezeichnet.

Seit 6 Jahren besteht eine heftige Polemik zwischen BITTNER und v. MOJSISOVICS über die Anwendung der Termina norisch und karnisch. Seitdem sich der erste Theil dieser Arbeit in Druck befindet, ist insofern eine Aenderung eingetreten, als v. MOJSISOVICS norisch ganz auflassen will, aber die Einführung des Terminums juvavisch für die Hauptdolomitstufe befürwortet. Allerdings hat sich die überwiegende Mehrzahl der österreichischen Geologen für BITTNER erklärt, und nach meinen persönlichen Erfahrungen dürfte auch der grössere Theil der deutschen Geologen auf BITTNER's Seite stehen, wenigstens was die Bedeutung der Ausdrücke karnisch und norisch anbetrifft. Der Streit wäre erledigt, wenn v. MOJSISOVICS und seine engste Schule ihren Standpunkt aufgäben. Ich möchte nun einen Vorschlag zur Beendigung des Streites machen: geben wir die Ausdrücke karnisch und norisch vollständig auf und führen dafür die mit der allgemeinen Systematik gut übereinstimmenden Ausdrücke unterer und oberer Hallstätter Kalk ein, da wir ja jetzt wissen, wohin die beiden Ab-

[1]) Als Facies der Hallstätter Kalke dürften auch die Pötschenkalke aufzufassen sein: graue, kieselhaltige Kalke mit Mergelzwischenlagen, welche zwischen Aussee und Hallstatt vorkommen. Fossilien findet man darin verhältnissmässig selten, sie scheinen aber mit Hallstätter Arten identisch zu sein.

theilungen zu stellen sind. Wenn man aber die Ausdrücke norisch und karnisch benutzt, so muss man sie in dem urspünglichen Sinne gebrauchen, wie Bittner dies schon so viele Male auseinandergesetzt hat. Als Stufennamen haben wir jedoch karnisch und norisch nicht nöthig, denn dafür passt viel besser Raibler Stufe und Hauptdolomitstufe. Dass der Ausdruck juvavisch unter keiner Bedingung mehr angewendet werden darf, wird jeder Unparteiische einsehen. Ich hätte sonst den Namen juvavisch für den Berchtesgadener Faciesbezirk angewendet, wofür er ausserordentlich passend wäre, habe aber darauf verzichtet, um nicht neue Verwirrung hervorzurufen. In Wirklichkeit würde ja die juvavische Provinz mehr oder weniger unserem Berchtesgadener Faciesbezirk entsprechen, nur dass sie nicht einfach im Gegensatz zur mediterranen Provinz stände, worauf in einem späteren Kapitel weiter eingegangen werden soll.

Die Zoneneintheilung v. Mojsisovics' kann ich von vornherein nicht anerkennen, da erstens nicht nachgewiesen ist, ob diese Zonen wirklich verschiedenen Bänken des Hallstätter Kalkes entsprechen, und weil bisher auch geologisch nirgends beobachtet werden konnte, in welcher Reihenfolge sie auf einander folgen müssen; bleiben wir deshalb lieber bei dem sicheren „unteren" und „oberen" Hallstätter Kalk; vielleicht lässt sich der letztere an manchen Orten in Draxlehner und Halobien-Kalk eintheilen (siehe Schlosser).

Die Hallstätter Kalke gleichen keineswegs dem ausseralpinen Jura, sondern sind compakte Kalke, die von allen Seiten von Brüchen durchzogen werden, so dass eine Zoneneintheilung fast unmöglich wird.

v. Gümbel hatte ursprünglich den Dachsteinkalk für jünger als den Hauptdolomit gehalten, und viele sind ihm darin gefolgt; aber wir sehen, dass beide von den Raibler Schichten unter- und von den Koessener Schichten überlagert werden, dass sie einander also jedenfalls ziemlich genau im Alter entsprechen müssen. Nach oben fehlt ja allerdings nur zu häufig das Rhät, aber, wo es normal liegt, liegt es concordant über dem Dachsteinkalk, worauf ich schon im ersten Theil der Arbeit hingewiesen habe.

Es ist verschiedentlich versucht worden, u. a. von Geyer, Dachsteinkalk in zwei verschiedene Lagen einzutheilen, doch muss man diese Versuche leider als entschieden misslungen bezeichnen, es hat auch Niemand versucht, die Eintheilung anzuwenden.

Der Dachsteinkalk ist, wie der Hauptdolomit, deshalb so wichtig, weil er auf sehr grosse Strecken hin sich petrographisch gleich bleibt. Ihm gegenüber erscheint der nur an ganz wenigen Localitäten vorkommende Hallstätter Kalk als eine unbedeutende

Facies; geologisch lässt sich nicht viel damit anfangen, weil unglücklicher Weise gerade die fossilreichen Hallstätter Kalke sich an Orten finden, wo man nur bei ganz detaillirten Aufnahmen wird einige Profile erhalten können, während die Lagerung des Dachsteinkalkes meistens verhältnissmässig eine sehr ruhige ist. Der Hallstätter Kalk war von vornherein nicht geeignet, die Basis zu einer Gliederung der Trias abzugeben. Wie geringe Wichtigkeit der Hallstätter Kalk hat, ersieht man aus dem Umstand, dass die grosse Revolution in der Salzkammergut-Geologie i. J. 1892 auf die übrigen Theile der Alpen, vor Allem auf den zunächst liegenden oberbayerischen sowie auf den Lunzer Faciesbezirk gar keinen Einfluss ausgeübt hat. Das ist aber auch ganz verständlich, weil eben die Profile, welche die Schichtenfolge in diesen Gebieten zeigen, nicht auf Grund phylogenetischer Speculationen, sondern auf Grund wirklicher geologischer Beobachtungen aufgestellt wurden.

δ. Lunzer Bezirk

Auch hier herrscht die Facies des typischen Hauptdolomites vor, wozu in Nieder-Oesterreich noch der sog. niederösterreichische Dachsteinkalk kommt, der nach Bittner dem oberbayerischen Plattenkalk entspricht.

ε. Aflenzer Bezirk.

Wie die Hauptdolomitstufe hier ausgebildet ist, wissen wir einstweilen noch nicht mit Sicherheit, da sie bei Johnsbach zu fehlen scheint.

F. Die Rhätische Stufe.

(Koessener Schichten, Dachsteinkalk v. Gümbel's, Steinsberger Kalk, Obere Cassian-Schichten Escher's und Studer's, Garland-Schichten Winkler's (z. Th.), Oberer Dachsteinkalk, *Contorta*-Schichten, Zlambach-Schichten.)

Auch in Ansehung dieser Stufe können wir uns kurz fassen, da sie geologisch gut bekannt ist, wenn auch fast die gesammte Fauna einer gründlichen Revision bedarf; eine ganze Menge von Arten sind, abgesehen von den Brachiopoden und Ammoniten, noch unbeschrieben, und die Beschreibung sowie die Abbildungen der übrigen sind fast durchwegs ungenügend.

Die Ausbildung ist im Grossen und Ganzen noch gleichförmiger als bei der vorher besprochenen Stufe, fast kein Faciesbezirk weist besondere Eigenthümlichkeiten auf, was uns zeigt, dass die Verhältnisse im alpinen Triasmeer gleichförmiger wurden. Nahezu überall wird die Hauptmasse durch Mergelsedimente ge-

bildet, welche einzelne Kalklagen enthalten; local sind im oberen Theile grössere Kalkmassen zu verzeichnen; diese aber sind an manchen Stellen, wie in meiner Monographie der Hohenschwangauer Alpen ausgeführt ist, als Einleitung der liasischen Hierlatzkalke zu betrachten, eine Beobachtung, welche man allerdings nicht ohne Weiteres generalisiren darf.

Dass die von Suess und v. Mojsisovics vor Jahren in ihrer Geologie des Osterhorns aufgestellten Zonen keine allgemeine Gültigkeit haben, ist auch weiteren Kreisen bekannt; doch fehlt es heute noch an Detailaufnahmen resp. Detailgliederungen in den verschiedenen Theilen der Alpen.

α. Bündner Faciesbezirk.

Das Rhät ist aus verschiedenen Theilen Graubündens bekannt. Gewöhnlich wird die Hauptmasse durch stark metamorphosirte Kalkschiefer gebildet, welche häufig Glimmer enthalten; die Fossilien sind meistens breit gequetscht, so dass sich nur selten die Species bestimmen lässt. An anderen Stellen vertritt einen mehr oder weniger grossen Theil des Rhät der sog. Steinsberger Kalk, ein grauer bis rother, häufig brecciöser Kalk, welcher hauptsächlich Crinoiden und Korallen enthält. Nur an einer Stelle ist es mir gelungen, einen grauen Kalk zu finden, welcher durchaus dem v. Gümbel'schen Dachsteinkalk entspricht und für den ich den Namen „rhätischer Kalk“ aus noch genauer zu erörternden Gründen vorgeschlagen habe. Dieser Kalk enthält hauptsächlich riesige Megalodonten, Lithodendren, Querschnitte von Bivalven und Brachiopoden; er bildet anscheinend nur eine Einlagerung im oberen Theile der Kössener Mergel.

In Vorarlberg herrschen die Kössener Mergel vor; sie sind sehr mächtig und an manchen Stellen ausserordentlich fossilreich, in Folge dessen auch schon seit langer Zeit bekannt und oft wieder beschrieben. Sie sind kaum von der oberbayerischen Facies zu unterscheiden, da sie viel weniger durch mechanischen Druck umgewandelt sind. Studer und Escher bezeichneten diese Ablagerungen als obere St. Cassian-Gebilde.

β. Oberbayerische Facies.

Das Rhät ist in den ganzen bayerischen Alpen vertreten. Im Anschluss an Vorarlberg erreicht es schon im Allgäu eine grossartige Entwickelung, ist in zahlreiche Bänke gegliedert und überall reich an wohl erhaltenen Fossilien. Hier beginnt auch die Entwickelung der oberen Theile in Kalkfacies, die von Gümbel der Megalodonten wegen und aus weiterhin zu erörternden Gründen mit dem Dachsteinkalk irrthümlicher Weise identificirt wur-

den. v. Gümbel nahm an, dass der Ramsaudolomit bei Berchtesgaden dem Hauptdolomit entspräche, was, wie ich im ersten Theile der Arbeit nachgewiesen habe, nicht der Fall ist; vielmehr entspricht der Ramsaudolomit hauptsächlich dem Wettersteinkalk, also einer bedeutend tieferen Stufe. Da nun im Berchtesgadener Gebiet die Kössener Schichten unbekannt waren, der Dachsteinkalk aber normal auf dem angeblichen Hauptdolomit zu liegen schien (die wirkliche Lage der Raibler Schichten hatte v. Gümbel nicht erkannt, sondern sie stets viel zu tief in die Karten und die Profile eingetragen), so nahm v. Gümbel an, dass der Dachsteinkalk den Kössener Schichten entspräche. In und über den Kössener Schichten Ober-Bayerns und des Allgäu fanden sich nun graue Kalke, welche äusserlich ganz dem echten Dachsteinkalk ähnelten und meistens auch von Megalodonten, „der Dachsteinkalk-Bivalve", erfüllt waren; ebenso enthielten sie Lithodendren und scheinbar ganz gleiche Bivalvenquerschnitte. Die Fauna des Dachsteinkalkes war eben noch in sehr unvollkommener Weise bekannt, und vor Allem nahm fast Niemand an, dass sie mit derjenigen der norischen Hallstätter Kalke gleichalterig sein könnte. v. Gümbel parallelisirte seine oberbayerischen und Allgäuer rhätischen Kalke mit dem Dachsteinkalk und gab ihnen auch diesen Namen. Wir wissen heute, dass der echte Dachsteinkalk zwischen Raibler Schichten und Kössener Schichten liegt, dass er aber die Stelle des oberbayerischen Hauptdolomites vertritt. Wir wissen ferner, dass der oberbayerische Dachsteinkalk (im Sinne v. Gümbel's) in oder über den Kössener Schichten, jedenfalls aber stets über dem Hauptdolomit und Plattenkalk liegt, also rhätisch ist, welchen Ausdruck ich nur auf die Schichten über der Hauptdolomitstufe angewendet wissen möchte. Damit ist der geologische Beweis dafür erbracht, dass der v. Gümbel'sche Dachsteinkalk mit dem echten Dachsteinkalk nichts gemein hat. Ich kann aber noch einen weiteren, einen paläontologischen Beweis für die Zugehörigkeit des v. Gümbel'schen Dachsteinkalkes zum Rhät erbringen. Schon Emmrich kannte einen Fundplatz für *Avicula koessenensis* Dittm. — eine Art, die von *A. sinemurensis* kaum zu unterscheiden ist, so dass man es vielleicht mit einer blossen Varietät zu thun hat — am Ausgange der Klamm bei Unken. Im Jahre 1890 besuchte ich mit Dr. Skuphos diesen Fundplatz, und es gelang mir, in dem weissen Kalk neben der *A. koessenensis* einige wenige Exemplare von *A. contorta* aus dem Gestein herauszupräpariren.

Wir bestiegen am nächsten Tage vom Unkenthal aus das Sonntagshorn, um an der klassischen Localität für Rhätfossilien zu sammeln; beim Aufstiege fanden wir in der Nähe der Percht-

alm, an einer Stelle, die sich kaum näher beschreiben lässt, so dass sie ein Anderer danach wieder auffinden kann, einen schneeweissen Kalk, der Brachiopodenreste und Durchschnitte von Megalodonten aufwies; ich entdeckte darin eine Lumachelle, welche fast ganz aus *Avicula contorta* Portl. zusammengesetzt war, daneben: *Avicula koessenensis* Dittm., *Gervillia inflata* Schafh., *Mytilus minutus* Goldf. und einige andere, bisher noch unbestimmt gebliebene Lamellibranchiaten, also typische Kössener Fossilien. Der Kalk lagert, wie ich bei einem späteren Besuche sah, anscheinend auf Kössener Schichten, welche an der Perchtalm durch nicht selten vorkommende Exemplare von *Homomya lagenalis* Schafh. charakterisirt werden. Allerdings ist es möglich, dass der Kalk auch von Kössener Schichten überlagert wird, was sich s. Z. nicht mit Sicherheit feststellen liess.

Im Jahre 1891 fand ich am Ostufer des Achensees Blöcke eines weissen Kalkes, der ebenfalls von *Avicula koessenensis* erfüllt war und ein Exemplar der *Avicula contorta* Portl. enthielt. Wahrscheinlich stammen die Blöcke vom Sonnwendjoch.

Diese Funde und ganz besonders der an der Perchtalm beweisen uns, dass der angebliche Dachsteinkalk v. Gümbel's nur eine Facies der Kössener Schichten ist. Es werden also zwei verschiedene Schichten mit demselben Namen bezeichnet, und noch dazu eine, welche nicht an dem Orte nachgewiesen ist, von welchem sie ihren Namen hat. Dies ist sicherlich ein Mangel in der Nomenclatur. Wir haben somit jetzt drei verschiedene Dachsteinkalke, nämlich: echter Dachsteinkalk, Dachsteinkalk im Sinne v. Gümbel's und niederösterreichischen Dachsteinkalk. Da wäre es wohl an der Zeit, die Schichten, welche den Namen Dachsteinkalk unberechtigter Weise führen, mit einer neuen Bezeichnung zu versehen. Ich habe schon in meiner Arbeit über die Schichtenfolge im Engadin vorgeschlagen, den Namen Dachsteinkalk im Sinne v. Gümbel's, was unbeholfen klingen würde, durch die Bezeichnung „Rhätischer Kalk“ zu ersetzen; dadurch wird kein eigentlich neuer Name eingeführt und Jeder weiss sofort, dass dieser Kalk nur als Facies der Kössener Schichten aufzufassen ist. Ich möchte die Bezeichnung an dieser Stelle aufrecht erhalten, da sie unbedingt nothwendig ist. Für den niederösterreichischen Dachsteinkalk könnte man vielleicht den oberbayerischen Namen Plattenkalk anwenden, oder event. wird Bittner, der ja öfters über jene Gegend publicirt, einen neuen Namen schaffen.

Im grössten Theil von Ober-Bayern finden wir sowohl die Mergel wie die Kalkfacies der Kössener Schichten, ohne dass

wesentliche Unterschiede vorhanden wären. Eine weitere Beschreibung ist also unnöthig.

An zwei Stellen in Bayern sind Faunen beschrieben, welche eine Mischung von rhätischen und liasischen Formen enthalten sollen; es sind die Localitäten Garlandalm bei Lenggries nnd Hochfelln im Chiemseegebiet. Rothpletz hat nachgewiesen, dass an der Garlandalm oder besser Brauneck sowohl Kössener Schichten wie unterer Lias vorhanden sind, sowie dass Winkler, der den Namen Garlandschichten aufstellte, offenbar die losen Fossilien vermischt aufgesammelt hat. Am Hochfelln ist dasselbe der Fall; über den Kössener Schichten liegt der untere Lias, welcher keine Kössener Formen enthält.

γ. Bezirk der Berchtesgadener Facies.

In diesem Bezirk ist das Rhät verhältnissmässig spärlich vertreten, oder besser gesagt, wenig bekannt. Dies mag auch darin seinen Grund finden, dass die Kössener Schichten im Hochgebirge zum grossen Theil ganz ähnlich dem Dachsteinkalk entwickelt sind, ich erinnere hierbei nur an die Vorkommnisse auf dem Steinernen Meer. Allerdings wissen wir ja auch, dass in vielen Theilen der mittlere Lias discordant dem Dachsteinkalk auflagert, wie dies im ersten Theile beschrieben und illustrirt worden ist. An solchen Stellen fehlt das Rhät gewöhnlich vollständig und sogar häufig auf weitere Strecken hin.

Allerdings kommen die Kössener Schichten auch in Mergelfacies vor; ich erinnere dabei an die Scharitzkehl (Höllgraben), wo ein Theil der v. Mojsisovics als Zlambachschichten aufgefassten Ablagerungen sich als zu den Kössener Schichten gehörig herausgestellt hat. Auch ein Theil der schwarzen fossilleeren Schiefer auf dem Hagen- und Immelaugebirge sind vielleicht als Kössener Mergel anzusehen.

Als Kössener Schichten sind auch wohl die Mergel mit Kalkbänken an der Fischerwiese im obersten Theil des Zlambachgrabens bei Goisern (Salzkammergut) aufzufassen; sie enthalten rhätische Korallen, die s. Z. Frech beschrieben hat. Es liegt kein Grund vor, diese Mergel unter dem Namen Zlambachschichten vom Rhät abzutrennen. Ihnen gleichaltrig sind wohl auch die „Zlambachschichten“ des Stambachgrabens, welche die bekannte eigenartige Ammonitenfauna führen. Jedenfalls werden sie von liasischen Fleckenmergeln überlagert. Ich halte diese „Zlambachschichten“ nur für eine eigenartige Ausbildung der Kössener Schichten, denen sie der Lagerung nach entsprechen. Es sind nur wenige Localitäten bekannt, an denen Ammoniten des Rhät vorkommen, und die übrige Fauna des Stambachgrabens ist über-

haupt noch nicht ausgebeutet und untersucht worden. Jedenfalls ist die Fauna des Stambachgrabens von derjenigen des Hallstätter Kalkes gerade so verschieden, wie von der der Kössener Schichten; doch weisen die in den Zlambachschichten des Salzkammergutes aufgefundenen Choristoceraten auf enge Verwandtschaft der Zlambachschichten mit den Kössener Schichten hin. Die Zlambachschichten haben ja leider einen ebenso unglücklichen Einfluss ausgeübt, wie die Hallstätter Kalke; in den Gliederungen, welche von v. Mojsisovics aufgestellt sind, haben sie fortwährend hinauf- und hinabwandern müssen. In Wirklichkeit sind sie für die Gliederung der alpinen Trias recht unwichtig, da man sie nur von ganz wenigen Punkten kennt; die meisten angeblichen Zlambachschichten, welche ausserhalb des Salzkammergutes bekannt geworden sind, haben mit den echten nichts zu thun, so gehören z. B. diejenigen der Mürzthaler Alpen grösstentheils zu den Raibler Schichten und die von Berchtesgaden sind, wie erwähnt, echte Kössener Schichten.

δ. Lunzer Faciesbezirk.

In diesem Gebiete stimmen die Kössener Schichten ganz mit denjenigen Ober-Bayerns überein.

ε. Aflenzer Faciesbezirk.

Kössener Schichten sind hier bisher nicht bekannt geworden.

Die Grenzen der triadischen Faciesbezirke in den Ostalpen und ihr Verhältniss zu einander.

Die menschliche Vernunft sucht jeden umfassenden Begriff, den sie aus der Anschauung abstrahirt, in eine Reihe von Unterbegriffen zu zerlegen, weil sie nicht fähig ist, alle in einem umfassenden Begriff implicite enthaltenen Sonderbegriffe auf einmal in anschauliche Vorstellungsbilder umzuwandeln, und auch das Gedächtniss eine solche Eintheilung nöthig hat. Daraus entstanden die Classificationen, ja die gesammte Naturwissenschaft, soweit sie descriptiv ist. Man begann mit künstlichen Eintheilungsprincipien. Später stiess man damit in der Natur auf Schwierigkeiten und fand zugleich, dass in der Natur selbst keine wilde Regellosigkeit herrscht, sondern dass auch da bereits Eintheilungsprincipe zu finden sind — ich erinnere an die natürlichen Species der Thiere und Pflanzen, welche ja auch nicht, wie man zu Zeiten glaubte, willkürlich von der eintheilenden Vernunft geschaffen sind. Allerdings leiden alle natürlichen Gruppen, alle natürlichen Classificationen unter dem Mangel, dass sich nicht Alles in den abstrahirten Unterbegriffen unterbringen lässt,

dass also Uebergänge vorhanden sind; denn die Natur ist kein in Schubfächer eingetheilter Kasten, sondern ein lebender Organismus, worin nichts ausser Zusammenhang mit anderen Dingen bleibt. In der geschilderten Weise entstand auch die Eintheilung der ganzen Geologie, sowie die ihrer Unterabtheilungen. Da man sah, dass sich in der Stratigraphie eine Eintheilung sowohl in verticaler wie in horizontaler Richtung vornehmen lässt, bildeten sich die Begriffe: Horizont und Facies. Facies nennen wir die Gesammtheit der geographischen Eigenschaften eines jeden Ortes, an dem sich in horizontaler Richtung gleichartige Ablagerungen bildeten; wir sprechen deshalb von einer pelagischen, litoralen, continentalen etc. Facies. Später hat man den Ausdruck auch rein petrographisch und rein paläontologisch gebraucht, indem man also den Ausdruck nicht bloss auf die Gesammtheit der geographischen Bedingungen, sondern auch auf die daraus erfolgenden Eigenschaften der Ablagerungen und der in ihnen enthaltenen Lebewesen anwendete.

Die Facies liefert uns also das Eintheilungsprincip in horizontaler Richtung für den Horizont, die Stufe, das System u. s. w. Classificationen einzelner Stufen und Systeme ihrer Facies nach sind ja schon verschiedentlich versucht worden; meistens aber auf Grund der Faunen, was praktisch bequemer ist, da gerade bei der Vergleichung verschiedener Gesteinsfacies umfassende Reisen eines Einzelnen nöthig sind. Aber ich glaube, dass die Gesteinsfacies uns ein noch besseres Eintheilungsprincip liefert, weil sie enger mit den Bewegungen des Erdbodens und deshalb auch mit den geographischen Bedingungen zusammenhängt. In dieser Arbeit habe ich nun versucht, auf Grund eigener Untersuchungen eine solche Eintheilung der triadischen Sedimente in den Ostalpen vorzunehmen.

Da wo mir die bisherigen Untersuchungen für meinen Zweck nicht zu genügen schienen, habe ich selber Untersuchungen angestellt und diese z. Th. schon früher publicirt (Engadin, Berchtesgaden), und im Uebrigen habe ich im Laufe von 8 Jahren einen grossen Theil der Ostalpen persönlich bereist, um die Ausbildung der Triassedimente kennen zu lernen. Durch meinen Eintritt in das geologische Institut von Mexico wurde ich indess verhindert, auch den östlichen Theil der Südalpen, also fast Alles, was östlich von Südost-Tirol liegt, zu bereisen, weshalb ich auch diese Theile vor der Hand unberücksichtigt lasse.

Eine grosse Schwierigkeit in der Art der Darstellung liegt darin, dass man den erst noch zu definirenden Begriff bereits im speciellen Theile gebrauchen muss, doch liess sich das leider nicht vermeiden, und die Schwierigkeit wird theilweise dadurch

verringert, dass im Abschnitt über die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen zugleich die Beweise für die Verschiedenheit der einzelnen Faciesbezirke gegeben werden. In dem vorliegenden Kapitel soll nun der Umfang der einzelnen Gebiete besprochen werden, weshalb Einzelnes aus dem vorhergehenden Abschnitt in gedrängter Darstellung wiederholt, während die Einleitung zum vorigen grösseren Abschnitt hier weiter ausgeführt werden muss.

Wenn wir die alpine Trias als Ganzes betrachten, sowie sie häufig zu der germanischen in Gegensatz gestellt wird, so verliert sich fast ihre charakteristische Eigenthümlichkeit, nämlich das Zerfallen in Faciesbezirke und es bleibt nur ein Wirrwarr von Localnamen. Dass jene Faciesbezirke vorhanden sind, ersehen wir schon daraus, dass es so ausserordentliche Schwierigkeiten machte, Profile aus einem Theil der Alpen mit solchen aus anderen Theilen in Einklang zu bringen, die Entwickelung der einzelnen Glieder war eben gar zu verschieden. Das würde ja allerdings noch kein Beweis dafür sein, dass bestimmt umgrenzte Faciesbezirke existirten, es könnte ja eine Regellosigkeit in der Ausbildung herrschen, welche gestattete, dass ein und dieselbe Ausbildung der Trias unvermittelt an 10 verschiedenen Stellen der Alpen aufträte, mitten unter ganz verschiedenen Facies. Und diese Anschauung scheint thatsächlich eine ganze Anzahl von Geologen gehabt zu haben, während andere, wie v. Mojsisovics, ein zu grosses Gewicht auf das rein faunistische Element legten, ein Element, auf welches geographische Veränderungen jedenfalls bei Weitem nicht so schnell wirken, wie auf das rein petrographische; vor Allem fehlt uns auch ein Anhalt in den Verhältnissen der Gegenwart für die Art, in welcher geographische Veränderungen z. B. auf Meeresthiere einwirken.

Um zu erkennen, ob es Faciesbezirke in unserem Sinne giebt, muss man beobachten, ob die Schichtenausbildung, welche uns ein bestimmtes Profil zeigt, nach den Seiten constant bleibt und wie weit. Auf eine gleichmässige Ausbildung der Horizonte ist auf grössere Strecken hin wohl kaum zu rechnen, und thatsächlich finden wir in der Trias der Alpen nur eine Gleichmässigkeit in der Ausbildung der Stufen. Das ist ein Punkt, wo Unsicherheit eintreten kann; wie ich oben sagte, sind uns in der Natur Einheiten angedeutet, aber zwischen diesen giebt es Uebergänge. Im Allgemeinen haben aber die Stufen auf grössere Strecken hin einen einheitlichen Habitus. Wenn nämlich eine Stufe sich in ihrer Ausbildung merklich ändert, nehmen immer auch andere tiefere oder höhere daran Theil; dadurch wird das Erkennen des Umfanges eines Faciesbezirkes erleichtert. Nun könnte man sich vorstellen, dass der Uebergang einer Facies in die andere in

einem weiten Gebiet stattfindet, so dass der Uebergang ein unmerklicher ist und man sein Gebiet als eigenen Faciesbezirk künstlich abtheilen müsste. Das ist jedoch keineswegs der Fall, die Faciesbezirke sind unendlich grösser als die Uebergangsbezirke, oder aber die Faciesbezirke werden durch Gebiete, in denen Triasablagerungen fehlen, getrennt; in der Natur sind diese Einheiten schon vorgebildet. Wäre dies nicht der Fall, so hätte die Eintheilung in Faciesbezirke nur einen problematischen Werth; aber der Faciesbezirk ist ebenso wenig wie die geologische Species ein blosser Begriff der Vernunft, der in der Natur kein anschauliches Object bezeichnet. Hat man einmal gefunden, dass Faciesbezirke vorhanden sind, so ist es verhältnissmässig leicht, ihre Grenzen festzustellen. Allerdings wäre eine specielle Untersuchung der Grenzgebiete von grossem Interesse, doch bleibt sie der Zukunft vorbehalten.

Ich habe nunmehr folgende Faciesbezirke feststellen können:

1. den südalpinen Faciesbezirk,
2. den Bündner Faciesbezirk,
3. den oberbayerischen Faciesbezirk,
4. den Berchtesgadener Faciesbezirk,
5. den Lunzer Faciesbezirk,
6. den Aflenzer Faciesbezirk.

Hierzu kommt vielleicht noch ein niederösterreichischer Facies-Bezirk, und es ist höchst wahrscheinlich, dass man den südalpinen in zwei wird zerlegen müssen, nämlich in den südtiroler und den lombardischen. Letzterer ist, soweit es mir möglich war, schon in der beigegebenen Tabelle ausgedrückt, welche die normale Gliederung der Trias in verschiedenen Theilen der Alpen illustrirt.

Wir gehen nunmehr zur Besprechung der einzelnen Faciesbezirke über.

Südalpiner Faciesbezirk.

Als Norm für die Ausbildung in Süd-Tirol können wir irgend eines der bekannten Profile am Schlern, an der Sorapis, an der Croda da Lago etc. herausgreifen. Wir finden zu unterst die Seisser und Campiler Schichten, welche den Werfener Schichten der Nordalpen recht ähnlich sind, wenn sie sich auch in Einzelheiten, wie z. B. dem Vorkommen der kalkigen Gastropodenbank, durch etwas anders vergesellschaftete Fauna u. s. w. unterscheiden. Ueber den Werfener Schiefern, welche in der ganzen alpinen Trias vielleicht das constanteste Glied bilden, liegt ein schwarzer Kalk, der sog. untere alpine Muschelkalk; über diesem ein heller Dolomit, der Mendola-Dolomit, welcher gewöhnlich fossilleer ist,

und auf diesem pietra verde führende, gelbgrüne bis dunkle Kalke, welche man als Buchensteiner Kalke bezeichnet, häufig besteht die Hauptmasse aus pietra verde. Diese drei Ablagerungen entsprechen, wie ich an anderer Stelle ausgeführt habe, dem alpinen Muschelkalk der Nordalpen. Dass sie auch dem deutschen Muschelkalk zugehören, zeigt der Fund von Muschelkalk-Petrefacten in der untersten Abtheilung und die Entdeckung des *Ceratites nodosus* in den Buchensteiner Schichten durch Tornquist. Dass aber damit bewiesen sei, dass die Buchensteiner Schichten dem obersten Theil des deutschen Muschelkalks entsprechen, kann man nicht zugeben, da in Deutschland an solchen Stellen, wo der Muschelkalk vollständig entwickelt ist, über dem *Nodosus*-Horizont noch der für die Verhältnisse der germanischen Trias recht mächtige Horizont des *Ceratites semipartitus* und die *Bairdia*-Dolomite folgen; diesem könnte also ganz gut noch unsere ladinische Stufe correspondiren: der paläontologische Beweis dafür, dass der Muschelkalk mit den Buchensteiner Schichten abschliesst, ist nicht erbracht, vielmehr spricht die Fauna des Wettersteinkalkes (*Spiriferina fragilis!*) und des Marmolatakalkes für die Zugehörigkeit zum Muschelkalk.

Ueber den Buchensteiner Schichten liegen entweder die Wengen-Cassianer Tuffe und Mergel, welche sich in ihrer Fauna nicht so genügend unterscheiden, als dass man sie in 2 Horizonte zerlegen könnte, oder ein weisser Dolomit, der Schlerndolomit, oder auch Kalk, den wir mit Salomon als Marmolatakalk bezeichnen. Ueber den Wengen-Cassianer Schichten liegt Schlerndolomit oder Marmolatakalk (Latemar), so dass man die Tuffe und Mergel mit den Kalken zu einer Stufe, der ladinischen, zusammengezogen hat, weil sie nur eine locale Facies derselben Schicht darstellen. Der Lagerung nach ist der Schlerndolomit unbedingt gleichalterig mit dem Marmolatakalk, so wenig wir auch von der Fauna des ersteren wissen. Ich verweise auch auf die Ausführungen Salomon's. Ueber der ladinischen Stufe finden sich die meist rothen und grauen Tuffe und Mergel der Raibler Schichten, zu denen sich an dem meisten Punkten noch Dolomite gesellen, welche sich schwer von dem höheren Hauptdolomit unterscheiden lassen. Häufig sind die Dolomite durch das Vorkommen von Sphärocodien ausgezeichnet, und durch diese konnten Salomon, J. Böhm und ich sie z. B. am Schlern recht gut unterscheiden (siehe Salomon, Marmolata). Der über den Raibler Schichten liegende Hauptdolomit ist meistens von heller Farbe und zuckerkörnigem Aussehen; er unterscheidet sich petrographisch stark vom nordalpinen Hauptdolomit, welchem er allerdings der Lagerung nach entspricht. Charakterisirt wird er durch das Vor-

kommen zahlreicher Megalodonten, sowie das von *Pleurotomaria solitaria (Turbo solitarius)*, welches merkwürdiger Weise früher fast ganz übersehen worden war; SALOMON, J. BÖHM und ich haben das Fossil an verschiedenen Localitäten[1]) gefunden. v. MOJSISOVICS bezeichnete s. Z. diese Schicht als Dachsteinkalk, welcher Name jedoch unzulässig ist, da nur selten eine kalkige Facies vorhanden (Castel Tesino) und der südtiroler Hauptdolomit in Fauna und Gestein dem Dachsteinkalk unähnlich ist.

Ueber das Rhät wissen wir in Südost-Tirol wenig. Aus dem nördlichsten Theil, bei Lienz, ist ein Fundpunkt echter Kössener Schichten bekannt, der s. Z. durch PETZHOLDT beschrieben wurde. Ausserdem hat J. BÖHM auf weisse Kalke am Antelao aufmerksam gemacht, welche ein Brachiopod enthalten, das wohl mit *Terebratula gregaria* oder einer ähnlichen Form identisch ist. Doch kommen ähnliche Formen im Lias vor, so dass das Vorhandensein von Rhät an dieser Stelle nicht mit Sicherheit zu constatiren ist.

Von dieser normalen Ausbildung der Trias finden wir gegen Osten und Westen Abweichungen. Im Osten bei Agordo ist constatirt worden, dass die Kalkfacies der ladinischen Stufe fehlt, dass also die Raibler Schichten direct auf den Wengen-Cassianer Schichten liegen. Das würde eine Facies sein, die derjenigen von Lunz und von Aflenz entspräche; doch fehlt es an genaueren Untersuchungen.

Auf der Westseite, am Etschthale, ist das Entgegengesetzte der Fall. Dort fehlen an der Mendola zwischen den Werfener Schiefern und den Raibler Tuffen alle Mergel- oder Tuff-Einlagerungen, so dass man eine einheitliche Dolomitmasse vor sich hat, die die Recoarostufe BITTNER's, also das, was man durchwegs als alpinen Muschelkalk bezeichnet, und die ladinische Stufe vertritt. Der Lagerung nach entspricht diese Dolomitmasse folglich jener des Engadins und Berchtesgadens.

Damit scheint bereits gegen Westen eine etwas abweichende Ausbildung der Facies eingeleitet zu werden. In der ladinischen Stufe beginnen Kalke (Esinokalk) die Dolomite zu ersetzen, die Raibler Tuffe verschwinden und über dem Hauptdolomit stellen sich fossilreiche Kössener Schichten ein. Der Muschelkalk nähert sich in seinem Habitus bereits dem nordalpinen. Zu erwähnen sind allerdings die Sandsteine mit Pflanzenresten im Muschelkalk von Preghena (Val di Bresimo bei Cles).

---

[1]) Ein noch recht reicher Fundplatz für Fossilien des Hauptdolomits findet sich an der Croda da Lago bei Cortina. An dem bekannten „breiten Schuttband“ kann man die Fossilien in Menge auflesen.

Bittner gliedert den Muschelkalk in drei Stufen:

II. Oberer Muschelkalk. Zone des *Ceratites trinodosus* und des *Balatonites euryomphalus.*

I. Unterer Muschelkalk.

  b. Brachiopodenkalk. Hauptlager des *Ceratites binodosus.*

  a. Horizont des *Encrinus gracilis.*

In der Lombardei weicht der Buntsandstein von den gleichalterigen südtiroler Schichten bereits stark ab. Bekannt ist das Profil Bellano - Regoledo durch die Untersuchungen Escher's, v. Gümbel's und Philippi's. Nach Escher findet sich dort hauptsächlich ein Wechsel von Conglomeraten, Sandsteinen, glimmerhaltigen Schiefern und Dolomiten. Aber diese Ausbildung ist nicht die normale, wie die interessanten Ausführungen Philippi's [1]) zeigen.

Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit lässt sich der Schluss ziehen, dass hier offenbar schon eine Annäherung an die Ausbildung der Schichten im Ober-Engadin stattfindet, nur dass dort die Ablagerungen stärker durch Druck umgeformt sind. Die von mir aus dem Ober-Engadin bei Samaden beschriebenen Sedimente des Buntsandsteins können sehr wohl geschieferte Kalke sein, welche mit Mergeln wechsellagerten. Jedenfalls stehen diese beiden Facies einander näher als denjenigen der übrigen Südalpen und der Nordalpen.

Ueber dem Buntsandstein liegen an einigen Stellen Rauhwacken. Philippi erklärt sie als Reibungsbreccie. Dies dürfte jedoch nicht immer zutreffen, vielmehr ist diese Entstehungsart auf die weitaus grösste Menge der Rauhwacke nicht anzuwenden. Ich habe solche rauhwackenartigen Reibungsbreccien an verschiedenen Orten, sowohl in Süd-Italien, wie in den Alpen [2]) beobachtet, doch sind sie fast stets kalkiger Natur, während die echte Rauhwacke dolomitisch ist. Darin stimme ich jedoch mit Philippi überein, dass die Rauhwacken keinen bestimmten Horizont darstellen; nur dass ich sie gewöhnlich dem Buntsandstein angliedere. Philippi theilt den Muschelkalk folgendermaassen ein:

II. Oberer alpiner Muschelkalk.

  b. *Trinodosus*-Kalk.

  a. Brachiopoden-Kalk. Zone der *Rhynchonella decurtata.*

I. Unterer alpiner Muschelkalk.

[1]) Beitrag zur Kenntniss des Aufbaues und der Schichtenfolge im Grignagebirge. Diese Zeitschr., 1895, p. 684.

[2]) Siehe u. A. Böse, Engadin, p. 598.

Wir müssen uns vorhalten, dass alle diese Eintheilungssysteme ziemlich rein locale sind. Anscheinend stimmt zwar diese Eintheilung mit derjenigen im oberbayerischen Faciesbezirk überein, besonders wenn man statt *Trinodosus*-Kalk Ammoniten-Kalk setzt; aber *Rh. decurtata* findet sich bei Reutte sowohl in Horizont IIa wie in Horizont IIb, ist also dort nicht als Leitfossil zu verwenden.

Der untere Muschelkalk besteht nach Philippi vorwiegend aus dolomitischen, dunklen Kalken, welche einen mehr oder minder hohen Gehalt an thonigen und sandigen Gemengtheilen aufweisen, so dass Bänke von weissen Sandsteinen und Conglomeraten sich einschieben; auch Muscovit tritt stellenweise reichlich auf. Damit gliedern sich diese Schichten denen von Preghena bei Cles an. Bezeichnend für den unteren Muschelkalk des Grignagebirges ist der Bernocoluto, eine Art Knollenkalk, und ein dolomitischer Kalkglimmerschiefer. Diese Ausbildung, welche bei Philippi genauer beschrieben ist, erinnert in manchen Punkten an die am Piz Mezzeni im Ober-Engadin. Ueber dem unteren Muschelkalk finden sich nun faciell ausserordentlich interessante Verhältnisse. [1])

Als besondere Facies des oberen alpinen Muschelkalkes treten hier die Buchensteiner Kalke und die Perledo-Varenna-Plattenkalke auf. Ueber den Buchensteiner Kalken zeigt sich an einzelnen Punkten ein massiger Kalk, Philippi's Calimerokalk, darüber folgen, zuweilen unter Einschaltung eines geringmächtigen Systems von Plattenkalken, die tuffigen Mergel der Wengener Schichten, alsdann die mehr oder weniger mächtige Masse von Dolomit und Kalk, der sog. Esinokalk.

Die Raibler Schichten, welche den Esinokalk überlagern, bestehen zum grössten Theile aus Mergeln, zum kleineren aus Tuffmergeln, Sandsteinen, Dolomiten und Kalken; auch hier herrschen rothe, graugrüne und dunkle Färbungen vor.

Ueber den sie überlagernden Hauptdolomit ist nichts hinzuzufügen, er ähnelt schon sehr demjenigen Graubündens und ist zumeist bedeutend dunkler als derjenige Südost-Tirols. Die dunklere Farbe stellt sich z. Th. schon in Südwest-Tirol ein, wo auch rothe Färbungen auftreten, z. B. an der Strasse von Cles nach Preghena, wo Lepsius diese Dolomite für Raibler Schichten gehalten hat.

Das Rhät ist in der Lombardei besonders schön ausgebildet. Es wird von den meisten Autoren eingetheilt in

---

[1]) Vergl. Philippi, l. c., p. 696 ff.

3. *Conchodon*-Dolomit (entspricht wohl dem Rhätischen Kalk, Dachsteinkalk v. Gümbel's).
2. Kalke mit *Terebratula gregaria.*
1. Mergel mit *Avicula contorta.*
   (1 und 2 wohl den nordalpinen eigentlichen Kössener Schichten entsprechend.)

Es fragt sich, ob man nicht gut thut, und wozu auch Philippi[1]) zu neigen scheint, die beiden unteren Etagen zusammenzufassen und nur zu unterscheiden:

2. *Conchodon*-Dolomit.
1. *Contorta*-Schichten oder eigentliche Kössener Schichten.

Bündner Faciesbezirk.

Wir haben die Schichten dieses Bezirkes bereits in dem vorhergehenden grösseren Abschnitt beschrieben und recapituliren dies hier wie in den folgenden Bezirken.

Der Bündner Faciesbezirk umfasst Graubünden und Vorarlberg, doch sind die Grenzen gegen den südalpinen Faciesbezirk hin noch nicht genau festgestellt. Gegen Osten bildet ja das triasfreie Gebiet eine natürliche Scheide, dasselbe ist nach Westen der Fall, wo eine Linie von der Berninagruppe bis Chur gezogen ungefähr anzeigt, wo die Triassedimente aufhören. Im westlichsten Theile des Engadin zeigt uns die Transgression in der Trias, dass wir einem Landrücken nahe sind, der das Absetzen von Sedimenten verhinderte. Nach Norden können wir die Grenzen noch mit Sicherheit angeben, da im Allgäu fast nur die oberste Trias aufgeschlossen ist. Ich vermuthe jedoch aus dem Charakter des Buntsandsteins, der bei Oberjoch (Hindelang) ansteht, dass das ganze Algäu noch zum Bündner Bezirk zu rechnen ist. Oestlich von Vorarlberg muss die Grenze in der Gegend von Innsbruck liegen, wo anscheinend ein Uebergang in die Berchtesgadener Facies stattfindet, welche nach den Untersuchungen von Schlosser jedenfalls bis Brixlegg reicht. Wir besitzen zwar auch einige Beobachtungen von Skuphos aus dem Gebiet bei Imst, welches hier hauptsächlich in Betracht kommt, doch sind diese leider für unsere Zwecke unzureichend, weil die Profile nach v. Gümbel's Schema gedeutet sind. Es kommt am Tschigant bei Imst übrigens ein Dolomit vor, der jedenfalls dem Wettersteinkalk der Lagerung nach entspricht, aber in seinem Habitus sehr an gewisse Varietäten des Ramsaudolomites erinnert.

---

[1]) Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegone-Massivs in der Lombardei. Diese Zeitschr. 1897, p. 351, Anm.

In diesem Faciesbezirk ist die Aufeinanderfolge der Schichten nun folgende:

Zu unterst finden wir im Allgemeinen grobe, quarzitische Conglomerate, fein- oder grobkörnige, rothe bis gelbe Sandsteine und Rauhwacken, letztere nehmen gewöhnlich die höchste Stelle ein. An einigen Stellen kommen in Graubünden auch kalkige Schiefer und Kalkconglomerate darin vor. Sandige, den Werfener Schichten ähnelnde Schiefer fehlen ebenfalls nicht. In Vorarlberg fanden sich an einigen Stellen fossilführende, lockere Mergelkalke mit Glimmerblättchen. Das Ganze wurde früher meistens irrthümlicher Weise als „Verrucano“ bezeichnet; besser ist jedenfalls der Ausdruck Bündner Buntsandstein, da die Schicht jedenfalls dem germanischen Buntsandstein entspricht. Darüber folgt in Graubünden fossilarmer, schwarzer, hornsteinreicher, gut geschichteter Dolomit oder Kalk mit glatten Schichtflächen. Nur von einer einzigen Stelle im Spölthal sind Kalke mit wulstiger Schichtfläche bekannt. In Vorarlberg aber liegen auf dem Buntsandstein dunkle bis hellgraue Kalke mit welliger und wulstiger Schichtfläche; häufig sind dünne Mergellagen eingeschaltet. An einigen Stellen jedoch findet sich auch dunkelgrauer bis schwarzer Dolomit, welcher dem Graubündens sehr ähnlich sieht. In Vorarlberg führt der Muschelkalk öfters zahlreiche Fossilien. Die über dem Muschelkalk liegende ladinische Stufe zeigt einen stärkeren Facieswechsel. In Graubünden bilden den untersten Theil meistens schwarze, dünnbankige Kalke, welche mit schwarzen Mergeln wechsellagern; sie entsprechen jedenfalls den oberbayerischen Partnachschichten. Bisher ist aus dieser Schicht nur *Bactryllium Schmidi* bekannt geworden. In Vorarlberg bestehen die Partnachschichten nach Skuphos aus Mergeln und Kalken (vergl. p. 706), doch sind sie im Allgemeinen an den einzelnen Localitäten aus recht gleichförmiger Gesteinsmasse zusammengesetzt.

Da wo in Graubünden die Mergelfacies ausgebildet ist, folgt über ihr eine Lage grauer Dolomite, welche ich als Arlbergdolomit bezeichnet habe; sie reicht bis zu den Raibler Schichten; an anderen Stellen ist die Reihenfolge: Partnachschichten, grauer Dolomit, Rauhwacken-Sandsteine, grauer Dolomit, Raibler Schichten. An anderen Stellen sind die Partnachschichten durch grauen Dolomit ersetzt. Ja zuweilen reicht die Dolomitlage vom Muschelkalk bis zu den Kössener Schichten.

In Vorarlberg folgt über den Partnachschichten der 400 bis 500 m mächtige Arlbergkalk oder Dolomit.

Die nun folgende Raibler Stufe besteht in Graubünden im Allgemeinen aus rothen und gelben Sandsteinen, rothen, sandigen

Schiefern und gelben Rauhwacken; häufig trifft man bloss einen Rauhwacken-Horizont. In Vorarlberg unterscheidet Skuphos von unten nach oben:

1. hellbraune Sandsteine mit Pflanzenresten.
2. schmutziggraue Mergel mit dünnbankigen Kalken.
3. dunkelgrauen, festen Kalk, welcher auch in Dolomit mit *Megalodon triqueter* übergeht.
4. Kalk, Sandsteine, Mergel, Gyps und Rauhwacken.

Hinzuzufügen ist, dass häufig die Raibler Schichten fast nur aus Rauhwacken bestehen, dass einer der Sandsteinzüge fehlt, oder dass nur zwei Sandsteinbildungen mit wenig mächtiger Kalkzwischenlage vorhanden ist.

Ueber die nun folgende Hauptdolomitstufe ist nichts Besonderes zu erwähnen.

Den Abschluss bildet die Rhätische Stufe. Sie besteht in Graubünden meistens aus stark umgewandelten Kalkschiefern, doch wird ein grösserer Theil häufig durch grauen bis rothen, häufig brecciösen Kalk ersetzt, den man als Steinsberger Kalk bezeichnet. An einer Stelle kommt auch Rhätischer Kalk (Dachsteinkalk im Sinne v. Gümbel's) vor. In Vorarlberg sind normale Kössener Mergel vorherrschend.

Oberbayerischer Faciesbezirk.

Dieser Bezirk ist vielleicht von allen in den Alpen am besten bekannt, wenn auch die Beobachtungen in zahlreichen Detailarbeiten verstreut sind.

Wie sich bereits aus dem vorhergehenden Kapitel ergiebt, ist die Grenze gegen Westen nicht mit Sicherheit festzustellen, es ist fraglich, ob das Algäu noch dazu gehört. Den grössten Theil des Bezirkes nimmt das oberbayerische Gebirge ein, sowie ein Theil von Nord-Tirol. Die Grenze zwischen diesem Faciesbezirk und dem Berchtesgadener verläuft im Westen auf der Nordseite des Innthales, folgt dem Südrande des Kaisergebirges und weicht nun nach Norden ab, um über das Fellhorn, die Kammerkehr bei Waidring, das Sonntagshorn bei Unken das Thal der Saalach zu erreichen. Sie streicht dann über den Thumsee und tritt in die Senkung von Reichenhall ein. Hier ist der Bezirk auf einen schmalen Raum beschränkt, und offenbart sich nur in den Hauptdolomit-Aufschlüssen bei Salzburg. Schon am Eintritt des Salzachthales weicht aber die Grenze wieder nach Süden aus und biegt erst bei Golling wieder nach Westen um, wie dies im ersten Theil der Arbeit bereits geschildert ist. Die Ostgrenze gegen die Lunzer Facies ist leider unbekannt. Nach Norden wird die

Grenze durch den Flysch, sowie durch das Tertiär und Quartär der oberbayerischen Hochebene und ihrer Fortsetzung nach Osten gebildet.

Werfen wir nun einen Blick auf die Gliederung der Schichten in diesem Gebiet. Den untersten Theil bilden Werfener Schiefer, d. h. rothe, sandige, glimmerhaltige Schiefer und gelbe Rauhwacken. Diese Schicht hat geringe Verbreitung, sie tritt nur im Karwendel und den angrenzenden Gebirgszügen auf. Grössere Wichtigkeit hat der alpine Muschelkalk, welcher aus schwarzen bis blaugrauen Kalken mit Hornstein-Ausscheidungen besteht und welcher an einigen Stellen sich von oben nach unten gliedern lässt:

1. Ammoniten-Horizont, wenige Meter.
2. Brachiopoden-Horizont, ca. 200 m.
3. Gastropoden-Horizont oder Dolomitfacies ohne Fossilien, ca. 100 m.

Eine besondere Facies ist der Reichenhaller Kalk mit eigenartiger Fauna, welcher an der Grenze gegen den Berchtesgadener Triasbezirk auftritt.

Aus dem alpinen Muschelkalk entwickeln sich nach oben mehr oder weniger dünnbankige, schwarze Kalke, welche allmählich in Mergel mit eingelagerten Kalkbänken übergehen. Diese führen reichlich dicke Hornsteinknollen. In den unteren Kalken findet sich zuweilen *Halobia partanensis* Schafh., in den Mergeln verschiedene Halobien-Arten und *Koninckina Leonhardi*, in den eingelagerten Kalkbänken hauptsächlich Brachiopoden, darunter am häufigsten *K. Leonhardi*. An einzelnen Punkten (Gegend von Füssen-Hohenschwangau) sind die Mergel wenig mächtig, sie werden durch blaugraue bis röthliche Kalke ersetzt; anderswo fehlen die Kalke ganz, dafür tritt über den wenig mächtigen Mergeln Dolomit mit Fossilien der Partnachschichten auf (Hohenschwangau). Im Karwendel ist ebenfalls eine Facies dunkler Kalke vorhanden. Am Laubenstein im Chiemseegebiet fehlen die Partnachschichten gänzlich.

Ueber den Partnachschichten und an einigen Stellen direct über dem alpinen Muschelkalk liegt der Wettersteinkalk, dessen unterer Theil als Facies der Partnachschichten aufzufassen ist. Es ist ein weisser, selten grauer oder bläulicher, dichter Kalk mit geringem Thongehalt. Häufig weist er Grossoolithstructur auf, die von Rothpletz[1]) z. Th. als Algenbildung gedeutet wird. Den grössten Theil des Wettersteinkalkes setzen wohl Kalkalgen (Di-

[1]) Botanisches Centralblatt, 1892, No. 35.

ploporen) zusammen, doch kommen auch Bänke mit Korallen vor. Die Ausbildung ist eine sehr gleichförmige vom westlichen Algäu bis Reichenhall.

Die nach oben folgenden Raibler oder *Cardita*-Schichten setzen sich zusammen aus: gelbbraunen Sandsteinen mit Pflanzenresten, hellen oder gelbgrauen Dolomiten, blaugrauen Kalken, bräunlichen, thonigen Kalken, hellen bis grauen Kalken oder Dolomiten, Schieferletten, Sphärocodien-Kalken und Rauhwacken; doch ist die Ausbildung und Zusammensetzung der Raibler Schichten an verschiedenen Punkten sehr verschieden, wie wir dies bereits vorher ausführlich geschildert haben.

Da v. Wöhrmann's Versuch, diese Ablagerungen in 2 Horizonte zu zerlegen, sich im oberbayerischen Horizont nicht durchführen lässt (vgl. p. 719), verliert auch der Versuch Rothpletz' und Salomon's, den unteren Horizont als „Haller Schichten" der ladinischen Stufe zuzuzählen, von selbst seine Bedeutung.

Die *Cardita*-Schichten werden von Hauptdolomit überlagert, der an einigen Stellen Asphaltschiefer mit Fischresten führt, im Uebrigen aber fossilleer ist. Den oberen Theil des Hauptdolomits ersetzen oft Plattenkalke mit meist winzigen Gastropoden. Dies sind dünnbankige, meist hellgraue, in ihrer Mächtigkeit wechselnde Kalke.

Das Rhät hat im Allgemeinen eine recht gleichmässige Entwickelung; die Regel ist, dass zu unterst Kössener Mergel mit eingelagerten Kalken liegen, darüber der Rhätische Kalk (Dachsteinkalk im Sinne v. Gümbel's), doch kann dieser auch direct auf der Hauptdolomitstufe liegen. Dass einzelne Gebiete rhätfrei sind, dürfte auf locale Verhältnisse zurückzuführen sein (siehe Rothpletz, Vilser Alpen; Böse, Hohenschwangauer Alpen).

Berchtesgadener Faciesbezirk.

Ich habe die Ausdehnung und die Schichten dieses Bezirkes schon im ersten Theil der Arbeit so ausführlich beschrieben, dass ich mich hier kurz fassen kann. Nach Norden wird der Bezirk begrenzt durch den der oberbayerischen und weiter östlich durch den der Lunzer Facies. Bis zum Salzkammergut haben wir die Grenze bereits im vorigen Abschnitt beschrieben. Sie verläuft dann nördlich vom Ennsthal, übersetzt dieses zwischen Hieflau und Altenmarkt, folgt den nördlichen Abhängen des Hochschwab und der Mürzthaler Kalkalpen bis Wiener Neustadt. Nach Süden bilden die alten Schichten der Centralalpen die Grenze; nur in den Radstädter Tauern findet sich ein isolirtes südliches Stück. Am Hochschwab bei Aflenz und bei Johnsbach in der Nähe des

Gesäuses bildet die südliche Grenze der Aflenzer Faciesbezirk. Nach Osten verschwindet der Faciesbezirk in der Ebene bei Wien.

Was den Schichtenaufbau angeht, so kann ich ebenfalls auf den ersten Theil der Arbeit verweisen, wo sich ein Kapitel ausführlich damit beschäftigt, er ist übrigens einfach genug. Zu unterst finden sich die Werfener Schiefer, welche in zwei Stufen zerfallen: eine untere des *Myacites fassaënsis* (wenigstens ist dort das Hauptlager), und eine obere, welche durch das Vorkommen von *Naticella costata* charakterisirt wird. Wo die Schichtenfolge die meisten Glieder aufweist, findet sich über den Werfener Schiefern der alpine Muschelkalk in der Facies des Reichenhaller Kalkes oder Dolomites. Diese Stufe vertritt den unteren Muschelkalk, seltener ist der normal ausgebildete alpine Muschelkalk; nur an wenigen Stellen findet sich der Muschelkalk in Hallstätter Facies als Schreyeralm- oder Lärcheck-Kalk ausgebildet, mit fast reiner Ammonitenfauna, welche sich auf's Engste an die des bosnischen Muschelkalkes anschliesst. Diese Facies entspricht jedenfalls einem sehr hohen Theil des Muschelkalkes, wenn sie nicht z. Th. gar schon der ladinischen Stufe angehört, zu welcher Ansicht Bittner[1]) sich zu neigen scheint, und die auch ich für ausserordentlich wahrscheinlich halte. Ueber den Werfener Schichten oder auch über dem Muschelkalk, je nachdem dieser erkennbar ausgebildet ist oder nicht, baut sich eine mächtige Dolomitmasse auf, welche wir als Ramsaudolomit bezeichnet haben, während er von Anderen früher schon Unterer Dolomit genannt wurde. Diese Dolomitmasse, welche zum grössten Theile aus Diploporen, zum kleineren aus anderen organischen Resten aufgebaut zu sein scheint, kann alle Sedimente zwischem dem Dachsteinkalk und den Werfene Schichten vertreten, doch sind an den meisten Stellen die Raibler Schichten als eine geringmächtige Bank (an einigen Stellen nur 10—20 cm) von *Halobia*-Schiefern (Raingrabener Schiefern), *Cardita* - Oolithen, pflanzenführenden Sandsteinen und Mergeln, sowie als eine darüber liegende, mehr oder weniger mächtige Masse geschichteter Dolomite ausgebildet. Ueber ihnen baut sich die Masse des Dachsteinkalkes auf, deren Gliederung bisher nicht gelungen ist. An der unteren Grenze des Dachsteinkalkes finden sich, vielleicht einen Theil der Raibler Schichten vertretend, die karnischen Hallstätter Kalke mit der bekannten Sandling- und Feuerkogl-Fauna, im Dachsteinkalk selber Linsen Hallstätter Kalkes mit der bekannten norischen Fauna. Auffallend ist es immerhin, dass wir wirklich reiche Fundorte

---

[1]) Ueber die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins in der Triasformation. Jahrb. k. k. geol. R.-A., 1897, p. 446.

bisher nicht aus dem Gebiete des wenig gestörten Dachsteinkalkes kennen, sondern nur aus dem eigentlichen Hallstätter Kalk, der stets in kleine Schollen zerbrochen ist.

Ueber dem Dachsteinkalk liegen an einigen Stellen die Kössener Schichten, meistens als dünnplattige Kalke mit Bivalven und Brachiopoden ausgebildet und nur schwer vom Dachsteinkalk zu unterscheiden. An anderen Orten wird der Dachsteinkalk von Lias und zwar gewöhnlich dem mittleren Lias überlagert, doch kommt auch die Ueberlagerung durch unteren Lias vor.[1]) Eine bestimmte Grenze zwischen dem rhätfreien und dem Rhätgebiet hat sich bisher noch nicht ziehen lassen, da nur wenige Fundpunkte des Rhät im eigentlichen Hochgebirge der Dachsteinkalkmassen bekannt sind. Im Steinernen Meer liegen beide Gebiete sehr nahe aneinander.

Zum Rhät dürfen wir die Zlambachschichten des Salzkammergutes wie die der Scharitzkehl bei Berchtesgaden rechnen; man möchte sagen, wir haben in diesen die Lagunenfacies des Rhät zu sehen; doch ist das nicht ganz richtig, weil wir über die Facies des Rhät und deren Verbreitung im Berchtesgadener Bezirk noch verhältnissmässig wenig wissen.

Lunzer Faciesbezirk.

Die Grenzen dieses Bezirkes sind, soweit sie sich heute feststellen lassen, schon im ersten Theil dieser Arbeit angegeben worden, wenigstens die Südgrenze, welche z. Th. mit der Nordgrenze des Berchtesgadener Bezirkes zusammenfällt. Die westliche Grenze ist noch unbestimmt, sie muss irgendwo im nördlichen Salzkammergut liegen. Nach Osten erstreckt sich die Facies bis in die Gegend von Wien, ihre Grenze fällt dort ziemlich genau mit derjenigen der Alpen überhaupt zusammen. Im Norden wird der Faciesbezirk durch die Zone der Kreide- und Tertiärablagerungen begrenzt, welche den Nordrand der Alpen und das Alpenvorland zusammensetzen.

Was die Aufeinanderfolge der Schichten betrifft, so finden wir zu unterst die Werfener Schiefer, und zwar in derjenigen Ausbildung, welche sich, wie im Bezirke der Berchtesgadener Facies, auch hier in 2 Theile gliedern, einen unteren, sandig-schieferigen und einen oberen, mehr kalkigen. Ueber diesen liegt der Reichenhaller oder Gutensteiner Kalk. Die Identität dieser beiden Kalke ist neuerdings durch Bittner[2]) nachgewiesen worden, wel-

---

[1]) Siehe auch v. Krafft's Arbeit über den Lias des Hagengebirges.

[2]) Ueber die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalke bei Gutenstein. Verh. k. k. geol. R.-A., 1897, No. 10, p. 201.

cher heute die Reichenhaller Kalke definirt „als die unterste Abtheilung der Gutensteiner Kalke, welche durch eine besondere, wenn auch sehr ärmliche und indifferente, so doch ausserordentlich constante und weit verbreitete, in der ganzen Erstreckung der österreichischen Nordkalkalpen, vom Fürstenthume Liechtenstein im Westen bis zur Burg Liechtenstein bei Mödling - Wien im Osten nachgewiesene Fauna, die sog. Reichenhaller Fauna, charakterisirt wird.“ Dem stimme ich vollkommen bei, nur möchte ich die Angabe über die geographische Verbreitung etwas modificiren; in Vorarlberg sind die Reichenhaller Kalke nicht nachgewiesen. Was SKUPHOS als „Schichten mit *Natica stanensis* PICHL.“ bezeichnete, gehört den Werfener Schichten an[1]; auch hat man in diesen Schichten niemals *Natica stanensis* PICHL. gefunden, dagegen echte Buntsandstein-Fossilien. Es ist bedauerlich, dass durch SKUPHOS' falsche Identificirung dieser Schichten mit den Myophorien - Schichten ROTHPLETZ' ein Irrthum hervorgerufen worden ist. Ich wiederhole, dass echte Reichenhaller Kalke in Vorarlberg bis heute nicht nachgewiesen sind (vergl. das Kapitel über den Reichenhaller Kalk im ersten Theil dieser Arbeit).

Ueber dem Reichenhall-Gutensteiner Kalk liegen die Reiflinger Kalke, deren unterer Theil nach v. ARTHABER die Zone des *Ceratites binodosus* vertritt, während die untere Partie der oberen Reiflinger Kalke als Zone des *Cer. trinodosus* anzusehen ist. Aber auch die Schreyeralm-Schichten sind hier entwickelt, wie uns BITTNER's Fund des *Ptychites flexuosus* im grauen, grünflaserigen Kalk des Gamssteines beweist.

Im oberen Theil der Reiflinger Kalke treten Mergelschiefer mit *Halobia Lommeli* auf, welche also die ladinische Stufe einleiten. Darüber liegen die Aonschiefer. Die weitere Gliederung dieser Schichten der ladinischen Stufe ist oben (pag. 712) ausführlich besprochen worden. Dort ist auch gezeigt, weshalb die oberen Reiflinger Kalke und die Aonschiefer als gleichalterig mit den Partnach- und den Wengen-Cassianer Schichten anzusehen sind. Die Kalkalgenriffe, welche in der oberbayerischen Facies eine so wichtige Rolle spielen, sind im Lunzer Gebiet nicht vorhanden, hier finden wir nur die Kalkmergelfacies, welche sich in ihrem Aussehen sehr derjenigen des alpinen Muschelkalkes der gleichen Region nähert. Nur bei Weyer treten Kalke auf, welche den Wettersteinkalken zu entsprechen scheinen, doch ist leider dieses westliche Grenzgebiet recht unbekannt und zu wenig durchforscht.

---

[1]) Vergl. BÖSE, l. c., Engadin, p. 605.

Ueber der ladinischen Stufe bauen sich der Reihe nach auf: Raingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk, welche die Raibler Stufe vertreten. Ueber diesen finden wir den Hauptdolomit, welcher wenig von dem oberbayerischen abweicht. Der obere Theil wird oft durch Kalke eingenommen, welche man als niederösterreichischen Dachsteinkalk bezeichnet; doch wäre es besser, um Missverständnisse zu vermeiden, den Namen in Plattenkalk umzuwandeln, oder einen neuen Namen zu wählen.

Die Hauptdolomit-Stufe wird vom Rhät überlagert, dessen Ausbildung ganz mit derjenigen in Oberbayern übereinstimmt, echte Kössener Mergel und Rhätische Kalke bilden die Bestandtheile dieser Stufe; auch hier wird man aber wohl die Bezeichnung „oberer Dachsteinkalk" aufgeben müssen.

Aflenzer Faciesbezirk.

Ueber diesen kleinen, aber wichtigen Faciesbezirk wissen wir wenig, um Grenzen und Gliederung eingehend darstellen zu können. Er bildet offenbar einen schmalen Streifen zwischen dem Gesäuse-Hochschwab und den krystallinischen Schichten und paläozoischen Schiefern der Centralalpen. Viel mehr lässt sich gegenwärtig über die Grenzen noch Nichts sagen; doch ist Einiges über die Nordgrenze des Bezirkes im ersten Theil dieser Arbeit mitgetheilt worden.

Auch hier scheint die Reihenfolge mit Werfener Schichten und dem darüber lagernden Gutensteiner Kalk zu beginnen, welch' letzterer nach oben in dunklen und weiterhin in hellen Dolomit übergeht. Bei Aflenz folgen dann dunkle mit schieferigen, mergeligen Zwischenlagern wechselnde Gesteine. Besser ist die ladinische Stufe bei Johnsbach ausgebildet. Dort findet man dunkle Kalke und Mergel mit *Koninckina Leonhardi.* Ueber diesen folgen direct die Raingrabener Schiefer mit *Halobia rugosa* und weiter aufwärts die Hüpflinger Kalke, welche beiden Schichten die Raibler Stufe vertreten. In welcher Weise nun die jüngeren Schichten ausgebildet sind, darüber lässt sich heute noch nichts Sicheres sagen.

Die wichtigsten Unterscheidungs-Merkmale der Faciesbezirke.

Da wir in den vorhergehenden Abschnitten kurz die Grenzen zwischen den einzelnen Bezirken und die Ausbildung der Schichten in jedem derselben dargestellt haben, so bleibt noch übrig, hier hervorzuheben, wodurch sich die Bezirke von einander unterscheiden. Die Hauptrolle spielt hier natürlich der Gesammthabitus; in zweiter Linie kommt die besondere Ausbildung ein-

zelner Stufen in Betracht; beides drückt sich auch im Charakter der Landschaft aus. Deshalb haben ähnliche Bezirke auch ähnliche Landschaftsbilder. Der Gesammthabitus lässt sich schwer beschreiben, wir müssen hier als Unterscheidungsmerkmale die besondere Ausbildung einzelner Stufen heranziehen, da sich der Habitus nur in der Praxis kennen lernen lässt. Vorangeschickt sei hier, dass ich mich im Folgenden der Bittner'schen Bezeichnungen für die natürlichen lithologischen Gruppen bedienen werde, wie man sie in der angehängten Tabelle findet.

Wir beginnen wiederum im Süden. Der Osten des südalpinen Faciesbezirkes ist ausgezeichnet durch das Vorherrschen heller Dolomitmassen in der unteren wie in der oberen Kalkgruppe, der Westen durch das Vorherrschen von grauem Kalk in der unteren und Dolomit in der oberen Kalkgruppe. Für den ganzen Süden ist das Vorkommen von Tuffen in der unteren Kalk- und in der mittleren kalkarmen Gruppe bezeichnend. Während aber der Osten eine normale Ausbildung des Buntsandsteins, der unteren kalkarmen Gruppe, aufweist, besitzt der Westen eine solche, die viel mehr Mergel und Kalk enthält.

Der Bündener Faciesbezirk zeigt uns vor Allem eine ganz abweichende Facies des Buntsandsteins, doch kommen diese Conglomerate und Sandsteine nicht blos einem Bezirk zu und sind in Folge dessen auch nicht als Unterscheidungsmerkmal zu verwerthen. Bezeichnend ist hier vielmehr im Süden das Vorherrschen von Dolomiten in der unteren wie in der oberen Kalkgruppe und zwar von Dolomiten, welche sich äusserlich erheblich von denjenigen des südalpinen Bezirkes unterscheiden; sie zeichnen sich vor Allem constant durch dunklere Farbe aus. Auch die Ausbildung in Vorarlberg weicht von derjenigen der anderen Bezirke ab, besonders durch die petrographische Ausdehnung des Arlbergkalkes, doch muss man gerade in diesem Bezirk auch den allgemeinen Habitus berücksichtigen.

Der oberbayerische Faciesbezirk zeichnet sich vor Allem durch die mächtigen dickbankigen, hellen Kalke in der ladinischen Stufe aus, die wir sonst nirgends finden; nur der Esinokalk ähnelt ihnen, ist aber dunkler. Ueberhaupt unterscheidet sich gerade die Ausbildung der unteren Kalkgruppe von derjenigen aller übrigen Bezirke, doch ist auch eine starke Abweichung in der mittleren kalkarmen Gruppe nicht zu verkennen. Auffällig ist in diesem Bezirk der Wechsel zwischen starken Kalkmassen und bedeutenden Mergel- oder Sandstein-Ablagerungen. Man kann hier 4 kalkarme Gruppen aufstellen (Werfener Schiefer, Partnachschichten, Raibler Schichten, Kössener Schichten) und 4 Kalkgruppen (Alpiner Muschelkalk, Wettersteinkalk, Hauptdolomit,

Rhätischer Kalk), Gruppen, die fast in dem ganzen Bezirk constant sind.

Dagegen weist der Berchtesgadener Bezirk einen viel geringeren Gesteinswechsel auf; in ihm ist die Lage der Dolomit- zur Kalkmasse gerade umgekehrt, wie im vorhergehenden. Während in Ober-Bayern die Kalkmasse in der unteren Kalkgruppe liegt, befindet sie sich im Berchtesgadener Bezirk in der oberen. Umgekehrt ist es mit der Dolomitmasse. Hierdurch sind denn auch mancherlei Verwechselungen entstanden. Bezeichnend ist für diesen Bezirk die eigenartige dolomitische Ausbildung der unteren Kalkmasse, das Zusammenschrumpfen der mittleren kalkarmen Gruppe (oft auf wenige Centimeter) und die mächtigen Kalkgebilde in der oberen Kalkgruppe.

Der Lunzer Bezirk findet sein unterscheidendes Merkmal hauptsächlich in dem Fehlen der mächtigen Riffkalke der ladinischen Stufe, sowie in der grösseren Mächtigkeit der mittleren kalkarmen Gruppe.

Dasselbe ist im Aflenzer Bezirk der Fall, welcher durch den Berchtesgadener vom Lunzer getrennt wird; doch fallen uns im Aflenzer Bezirk auch die eigenartigen Hüpflinger Kalke in der Raibler Stufe auf.

Wie sehen also, dass die Haupt-Unterscheidungsmerkmale fast überall hauptsächlich in der unteren Kalkgruppe und in der mittleren kalkarmen Gruppe auftreten. Diese sind ja die Gruppen, welche der Gliederung sowie der Vergleichung mit ausseralpinen Vorkommnissen die grössten Hindernisse in den Weg gelegt haben, und gerade sie sind auch bezeichnend für die alpine Ausbildung, wo in diesem Falle allerdings noch die obere Kalkgruppe hinzukommt. Die untere und die obere kalkarme Gruppe bietet dagegen viel weniger Schwierigkeiten.

Uebrigens scheint in Europa die hier beschriebene Ausbildung der unteren Kalkgruppe auf die Alpen beschränkt zu sein. Allerdings wissen wir ja, dass die Carrara-Marmore des nördlichen Appenin wahrscheinlich der ladinischen Gruppe angehören, also dem Wettersteinkalk entsprechen, dem sie am meisten äusserlich ähneln, besonders dort, wo sie weniger stark umgewandelt sind Im Süden von Italien[1]) finden wir zwar auch noch Riffkalke in der ladinischen Stufe, und zwar solche, die äusserlich dem Esinokalk ähneln, aber sie sind wenig mächtig und die Mergelschiefer der ladinischen Stufe werden durch petrographisch abweichende Kieselschiefer ersetzt, wie sie uns aus der alpinen

---

[1]) Siehe die Arbeiten von de Lorenzo, ausserdem die von Böse und von Di-Stefano.

Trias unbekannt sind. Die Kieselkalke, welche sie unterlagern, erinnern zwar an gewisse Varietäten der Buchensteiner Kalke und der Partnachschichten, ohne dass man sie jedoch direct mit diesen identificiren könnte. Die Raibler Stufe scheint als Dolomit ausgebildet zu sein, jedenfalls ist kein kalkarmes Aequivalent für sie vorhanden. Erst die oberste Abtheilung der Trias (vom Rhät abgesehen) nähert sich der alpinen Ausbildung, weshalb wir sie auch als Hauptdolomit bezeichnet haben, die Fauna dieser Ablagerung stimmt mit derjenigen des lombardischen Hauptdolomits überein. So sehen wir, dass auch hier die Abweichung hauptsächlich in der ladinischen Stufe zu finden ist.

Die Phasen des Triasmeeres in den Ostalpen.

Vor einigen Jahren hat v. Wöhrmann versucht, die einzelnen Hebungen und Senkungen, welche der Boden der Alpenregion zur Triaszeit erfahren hat, darzustellen. Er ging dabei, meiner Ansicht nach, viel zu sehr auf Details ein; unsere Detailkenntnisse sind noch zu dürftig, als dass wir die Entwickelung jedes Unterhorizontes in jedem Theil der Alpen darstellen könnten, ausserdem wusste v. Wöhrmann die Bedeutung des Berchtesgadener Faciesbezirkes nicht zu würdigen. Wir werden uns daher an dieser Stelle mit den Phasen des Triasmeeres in den Ostalpen nur ganz im Allgemeinen beschäftigen können.

Die Triasperiode beginnt in den Alpen mit einer energischen Hebung, welche allerdings im Westen bis in's Perm zurückreicht. Die Hebung ist im Nordwesten energischer als im Osten und Süden. Im Nordwesten, d. h. in Graubünden, Vorarlberg und Nord-Tirol, bilden sich grobe Conglomerate und Sandsteine, nur an wenigen Stellen kommt es zur Bildung von Mergelschiefern, nirgends zu einer von Kalken. Ganz anders liegt es in den übrigen Theilen der Ostalpen. Hier beginnt die Trias mit sandigen Schiefern, und nach oben stellen sich bereits mergelige und kalkige Bildungen ein. Dieses weist darauf hin, dass die Hebung und hauptsächliche Bildung von Landmassen im Westen erfolgte. Aus dem Nordwesten zieht sich nun die Hebung gegen Südwesten; nämlich zu Beginn der Zeit des alpinen Muschelkalkes, in den übrigen Gebieten tritt eine leichte Senkung ein. In der Lombardei und Südwest-Tirol finden wir im Muschelkalk noch sandige Bildungen, im höchsten Theile des Ober-Engadin fehlt der Muschelkalk überhaupt. Zur Zeit des oberen Muschelkalkes fand jedoch die Senkung ganz allgemein statt, nur das Ober-Engadin ist davon ausgenommen. Es entwickelte sich ein reiches Thierleben, und an manchen Stellen begann bereits die Bildung

jener Algenriffe oder wohl besser Algenblöcke, welche für die ladinische Periode so bezeichnend sind. Ich kann den Ausdruck Riff nur im uneigentlichen Sinne anwenden, indem ich damit eine Kalkmasse bezeichne, welche sich über die sie umgebende Mergel- und Tuffniederschläge erhebt, während man sonst bei dem Begriff Riff zugleich an steile Abstürze der Ränder denkt. Diese Algenriffe, in denen jedenfalls auch eine reiche Fauna lebte, beginnen zur Muschelkalkzeit sich an einzelnen Stellen Südwest-Tirols, Graubündens, im östlichen Ober-Bayern, und dem ganzen Berchtesgadener Faciesbezirk zu bilden. Theilweise reicht die Bildung bis zur oberen Grenze der Werfener Schiefer, theils beginnt sie erst im oberen Muschelkalk. Beim Beginne der ladinischen Zeit werden die Bewegungen der Erdkruste im Süden stärker, damit sind starke Eruptionen verbunden, deren Tuffmaterial den Anfang dieser Zeit bezeichnet. Im Westen und Norden dagegen setzen sich die Kalkbildungen bis in die ladinische Zeit fort, um dann in Mergelbildungen überzugehen, was darauf hindeutet, dass das Festland jetzt weiter entfernt ist, so dass sich Schlamm bilden kann. Die Algenriffe wachsen stetig fort und verbreiten sich bald nach den Seiten. Im jüngeren Theil der ladinischen Zeit bilden die Algenriffe in Süd-Tirol und der Lombardei eine zusammenhängende Masse, ebenso in Graubünden, Vorarlberg, Nord-Tirol, Ober-Bayern und Salzkammergut, um sich dann, als langgestreckte Zunge den Centralalpen parallel und an Breite gegen Osten abnehmend, bis Wien zu erstrecken. Nördlich und südlich von dieser grossen Zunge befindet sich tieferes Meer, in dem sich Schlammabsätze bilden. Auch im Südosten bilden sich solche tieferen Stellen, wo Algenriffe fehlen. Am Ende der ladinischen Zeit beginnt im Westen wiederum eine Hebung. Im ganzen westlichsten Theil der Ostalpen beginnen Sandsteinabsätze, diese Hebung nimmt nach Osten zu, so dass sich im mittleren Theile der Raibler Zeit überall Sandsteine bilden. Die Raibler Zeit ist eine Periode energischer Gebirgsbildung. Am Ende der Raibler Zeit tritt wieder eine ruhige Senkung ein und es bilden sich die grossen Kalkmassen, welche wir als Raibler Kalk, Dachsteinkalk, Hauptdolomit u. s. w. kennen gelernt haben. Diese Kalkdolomitmassen sind nur an wenigen Stellen die directe Fortsetzung der Algenriffe; in anderen Theilen mögen Korallen und andere Thiere sich hauptsächlich an dem Aufbau betheiligt haben, wenn auch das Vorhandensein wirklicher Korallenriffe heute noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden ist. Jedenfalls bildet sich südlich und nördlich von den Centralalpen eine ziemlich einheitliche Kalkdolomitplatte. Damit beginnen die Faciesgrenzen zu verschwinden oder besser sich zu verschieben. Noch reicht im Rhät

das Meer an einzelnen Stellen bis in die Centralalpen, aber es fehlen die scharf abgegrenzten Faciesbezirke der mittleren Trias, kaum dass sich der Hauptheil des Berchtesgadener Bezirkes so weit von den anderen Theilen unterscheidet, dass er noch kalkige Bildungen aufweist. Aber einzelne Theile gerade dieses Bezirkes beginnen sich über die Oberfläche des Wassers zu erheben, so dass die Meeresbrandung zu erodiren anfängt; es entstehen Höhlungen und Gruben, wie sie Derjenige beobachten kann, welcher heute bei Ebbe vom Hafen bei Livorno nach Süden am Strande entlang geht, oder wie man sie auch an Theilen der englischen Küste sieht. Nach Norden liegt dagegen ein tieferer Bezirk, der die normalen Absätze von Schlamm und Kalk gestattet. Local giebt es auch an anderen Punkten rhätfreie Gebiete, nämlich da, wo bereits Kalkbarrieren bestehen, die nun zu stark gehoben sind, als dass sich thierisches Leben darauf entwickeln könnte (Vils-Hohenschwangau). Am Ende der Triaszeit erhebt sich der Kern der Alpen noch mehr, das Meer tritt weiter zurück und damit wird die Juraperiode eingeleitet.

Ueber das Verhältniss der alpinen zur germanischen Trias.

Nur ungern widme ich diesem Gegenstande noch ein besonderes Kapitel, aber es ist in den letzten Jahren so viel darüber disputirt worden, dass ich gezwungen bin, wenigstens die Gründe anzuführen, weshalb ich nicht darüber sprechen möchte.

Man hat von Anfang an das Bestreben gehabt, die alpine Trias nach dem Schema der deutschen zu gliedern, man vergleiche nur die älteren Arbeiten, wie z. B. v. Gümbel's Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. Das war ein natürliches Bestreben, da die germanische Trias genau bekannt und ihre Fauna für jene Zeit eingehend genug studirt war. Doch die Identificirung wollte nicht recht gelingen. Schon Benecke[1]) sagte damals: „Unter allen zwichen alpinen und ausseralpinen Triasbildungen gezogenen Parallelen hat keine eine gleiche Anerkennung gefunden, als die von Oppel und Suess zuerst ausgesprochene Gleichstellung der Kössener Schichten und der obersten Keuperschichten Schwabens. Mit Recht bezeichnet man auch das Jahr 1856 als ein epochemachendes in der Geschichte der Alpen-Geologie. Seitdem sind mancherlei weitere Versuche gemacht worden, auch die tiefer liegenden Schichten in Uebereinstimmung zu setzen, ohne dass man jedoch viel weiter gekommen wäre, als die drei ausseralpinen Glieder der Trias im Grossen und Ganzen

[1]) Ueber einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen. Geogn.-paläont. Beiträge, II, p. 62.

wiederzuerkennen. Auch dies gilt eigentlich nur von dem bunten Sandstein und dem Muschelkalk, denn der alpine Keuper trägt in sich selbst nur wenig Kennzeichen, welche an ausseralpine Bildungen gleichen Namens erinnern.“

Diese Worte haben noch heute im allerweitesten Sinne Geltung; alle bisher versuchten Identificirungen für die Schichten zwischen Buntsandstein und Rhät sind mehr oder minder auf Wahrscheinlichkeiten begründet, wirklich stricte Beweise sind bis heute nicht geliefert worden. Wir werden darauf noch zurückkommen. Vorerst aber sei mir die Frage gestattet, weshalb wir so eifrig suchen die deutsche mit der alpinen Trias zu parallelisiren. Früher, ais man nur die germanische Trias neben derjenigen der Alpen kannte, war das wohl berechtigt, aber heute, wo wir wissen, dass die alpine Trias die normale Ausbildung auf dem grössten Theil der Erde ist, heute, wo wir die Triasgebiete Nord-Amerikas, Oceaniens und Asiens kennen gelernt haben, ist es doch eigentlich ein Unding, diese ungeheuren Bezirke mit jenem kleinen Gebiet im Innern Europas parallelisiren zu wollen. Ich meine, das Wichtigste ist für uns, die alpine Trias zu gliedern und ihre verschiedenen Facies zu erkennen. Von dieser Gliederung ausgehend, könnten wir versuchen, eine Parallele in der germanischen Trias aufzustellen. Deshalb gehört auch die alpine Ausbildung in den Lehrbüchern an die erste Stelle. Die alpine Trias hat sich durch ihre Bedeutung eine so wichtige Stellung in der Stratigraphie erzwungen, dass sie wohl ein eigenes Eintheilungsprincip verlangen kann. Es müsste ja überhaupt erst nachgewiesen werden, dass die Grenzen der Schichten zeitlich in der alpinen und der germanischen Trias zusammenfallen. Möglich ist das wohl, aber gewiss ist es keineswegs. Wir haben in den Alpen eine Fünftheilung nach Gesteinen, eine Sechstheilung nach Schichten. In der germanischen Trias haben wir zwar auch nach Schichten eine Fünftheilung, dagegen eine Dreitheilung nach Gesteinen. Ausserdem entsprechen die einzelnen Horizonte der germanischen Trias in Mächtigkeit keineswegs denjenigen der Alpen, was die Schwierigkeit noch bedeutend erhöht. Wollten wir die germanische Trias nach dem Princip eintheilen, welches wir in den Alpen befolgen, so würden wir nur zu einer Dreitheilung gelangen, nämlich Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, die sich unmöglicher Weise mit der Fünftheilung der Alpen in Uebereinstimmung bringen liesse; das hat in neuerer Zeit auch Philippi [1]) betont.

[1]) Die Fauna des unteren *Trinodosus*-Dolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen und des sog. „Cannstatter Kreidemergels.“ Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, 1898, p. 218 und 223.

Wir müssen aber wiederholen, das keinerlei Nöthigung besteht, die alpine Trias nach dem Schema der germanischen zu gliedern; denn die alpine Trias ist von unendlich grösserer Bedeutung als die germanische; wenn also überhaupt ein einziges Schema durchgeführt werden soll, so muss das der germanischen Trias dem der alpinen angepasst werden und nicht umgekehrt.

Dies ist ein Grund für mich, die Parallelisirung der beiden grossen Facies nicht so in den Vordergrund zu stellen, wie dies gewöhnlich geschieht. Ein zweiter Grund liegt darin, dass unsere Kenntniss der alpinen und der germanischen Triasformen eine höchst verschiedenartige ist. Vor Allem sind die alpinen Arten den germanischen durchaus nicht gleichwerthig. Bevor wir an eine Vergleichung der Faunen gehen können, müssen die germanischen Formen von Grund aus neu beschrieben und abgebildet werden, beruht doch die Umgrenzung mancher Arten ganz auf Tradition. Andererseits kennen wir von der alpinen Fauna nur bestimmte Theile. Der Buntsandstein, der alpine Muschelkalk der Nordalpen, der Wettersteinkalk, der Esinokalk, der Hauptdolomit, das Rhät sind paläontologisch ungenügend bekannt. Gewiss liegen uns die sorgfältigen Beschreibungen von Bittner, Salomon, Kittl, J. Böhm, Koken etc. vor, aber das ist doch nur ein geringer Theil, wie Jeder weiss, der sich mit der Bestimmung alpiner Formen zu beschäftigen hat.

Dies sind Bedenken, welche es uns wohl begreiflich machen, dass bisher bei der Vergleichung der germanischen mit der alpinen Trias keiner zu einem rechten Resultat gekommen ist. Mir scheint das Wichtigste, dass wir vor Allem zu einer Gliederung der alpinen Trias gelangen, welche von allen Seiten anerkannt und vor Allem auch von den Lehrbüchern angenommen wird. Man sehe doch nur die beiden Tabellen in Credner's Elemente der Geologie (8. Aufl., 1897, p. 552 u. 553), da stehen die Buchensteiner Schichten einmal in der norischen Stufe (richtiger ladinischen), das andere Mal im Muschelkalk; da ist das eine Mal der Marmolatakalk eine Facies der Wengen-Cassianer Schichten, das andere Mal liegt er unter diesen beiden. In Wirklichkeit kommt bei allen neueren gründlichen Untersuchungen wieder die alte Gliederung v. Hauer's zur Geltung. Ich habe auf der beigegebenen Tabelle gezeigt, wie die Schichten auf Grund von Specialuntersuchungen in den einzelnen Theilen gegliedert wurden, und habe gezeigt, wie diese Gliederungen mit einander in Einklang zu bringen sind. Dabei bin ich zu denselben Anschauungen wie der grösste Theil der im Felde arbeitenden Alpengeologen gelangt, wenn auch einzelne kleine Differenzen vorliegen mögen.

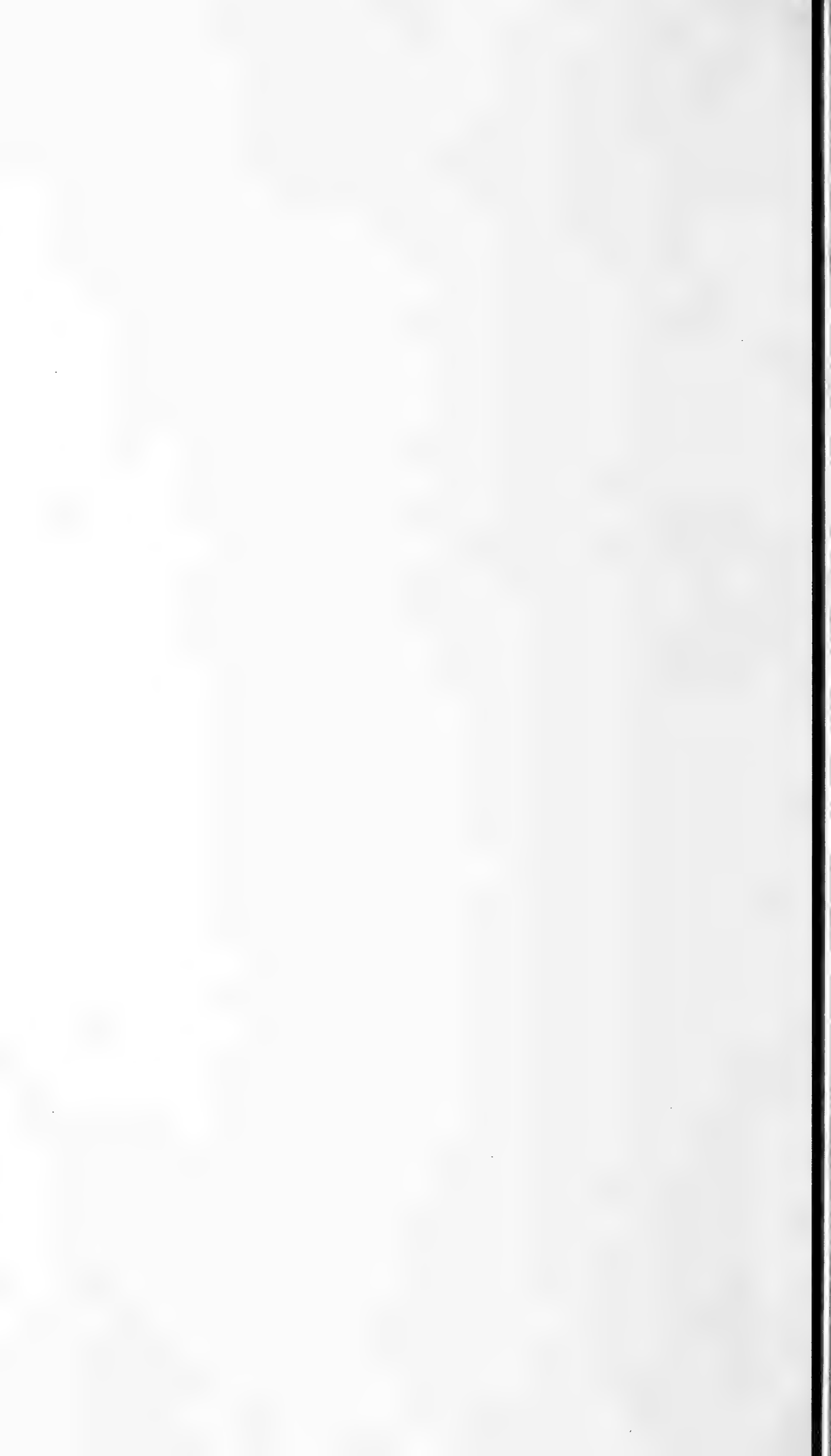
Ich schlage nun vor, eine sechstheilige Stufengliederung der alpinen Trias anzunehmen und diese wiederum in drei Theile zu theilen, ganz unabhängig von der Gliederung der germanischen Trias und zwar in folgender Weise:

	Stufen.	Lithologische Hauptgruppen.		
Obere Trias	Rhätische Stufe	Obere kalkarme Gruppe (Kössener Gruppe)		V
	Norische Stufe	Obere Kalkgruppe (Hauptdolomit-Gruppe)		IV
	Karnische Stufe	Mittlere kalkarme Gruppe (Raibler Gruppe)		III
Mittlere Trias	Ladinische Stufe	Ladinische Gruppe	Untere Kalkgruppe	II
	Recoaro-Stufe	Recoaro-Gruppe		
Untere Trias	Buntsandstein-Stufe	Untere kalkarme Gruppe (Werfener Gruppe)		I

Diese Eintheilung löst die alpine Trias ganz von der germanischen los, jeder kann sie annehmen, ob er nun die ladinische Stufe zum germanischen Muschelkalk oder zur Lettenkohle rechnet. Auf diese Weise bekommen wir eine einheitliche Nomenclatur, die nachgerade zum dringenden Bedürfniss geworden ist. Ich habe mich, wie man sieht, so weit wie möglich an das Schema Bittner's angeschlossen und seine beiden Untergruppen zu Hauptgruppen erhoben. Wenn man nämlich diese Gruppen zusammennimmt, so kommt für sie eine ungeheure Mächtigkeit (ca. 1200 m) heraus, wenigstens an allen Orten, wo die Kalk-Dolomitfacies der ladinischen Stufe entwickelt ist, sie würde also mindestens doppelt so mächtig wie jede andere Stufe sein. Ferner weicht die Fauna der Recoaro-Stufe so von derjenigen der ladinischen ab, dass jede dieser Stufen wohl als den übrigen Stufen der alpinen Trias gleichwerthig aufzufassen ist.

Die drei grossen Gruppen der Trias ergeben sich von selbst, und vielleicht noch natürlicher als die Eintheilung in zwei. Der Buntsandstein weicht derartig von der ganzen übrigen Trias ab, dass wir ihn wohl wie bei der germanischen Trias als natürliche Hauptgruppe betrachten können. Die Recoaro- und die ladinische Stufe sind faunistisch wie petrographisch so eng mit einander verbunden, dass wir sie zur zweiten Hauptgruppe als mittlere

Stufen-bezeichnu[illegible]
Rhät
Hauptdolc mit-Stufe (Norisch)
Raibler-Stufe (Karnisch
Ladinisch Stufe
Recoaro-Stufe (Stufe de alpinen Muschel-kalkes)
Bunt-sandstein stufe



Gliederung der Trias in den Ostalpen.

zu Seite 756.

Stufenbezeichnung	Oberbayern Nordtirol (Oberbayerischer Faciesbezirk)	Berchtesgaden und östliches Gebiet (Berchtesgadener Faciesbezirk)	Gebiet von Lunz (Lunzer Faciesbezirk)	Gebiet von Aflenz und Johnsbach (Aflenzer Faciesbezirk)	Vorarlberg (Bundener Faciesbezirk)	Graubünden (Bundener Faciesbezirk)	Südtirol (Sudalpiner Faciesbezirk)	Lombardei (Sudalpiner Faciesbezirk)	Stufenbezeichnung BITTNER's nach lithologischen Merkmalen
Rhät	Rhätischer Kalk (Dachsteinkalk im Sinne GUEMBEL's). Koessener Mergel (Contorta-Zone)	Rhätischer Kalk Koessener Mergel	Rhätische Kalke Koessener Mergel		Rhätische Kalke Koessener Mergel Steinsberger Kalk?	Rhätische Kalke Koessener Mergel Steinsberger Kalk	Rhätische Kalke? Koessener Mergel (selten beobachtet)	Conchodon-Dolomit Contorta Schichten	Obere kalkarme Gruppe
Hauptdolomitstufe (Norisch)	Plattenkalk Hauptdolomit mit eingelagerten Asphaltschiefern (Seefelder Schiefer)	Dachsteinkalk mit Einlagerungen von norischem Hallstätter Kalk	Niederösterreichischer Dachsteinkalk Hauptdolomit		Hauptdolomit	Hauptdolomit Dolomitfacies ohne Mergel- und Kalkeinlagerungen	Hauptdolomit mit Pleurotomaria solitaria Hauptdolomit Hauptdolomit	Hauptdolomit mit Pleurotomaria solitaria	Obere Kalk Gruppe
Raibler-Stufe (Karnisch)	Raibler Sandsteine, Mergel, Kalke, Dolomite und Rauhwacken	Karnischer Hallstätter Kalk, Cardita-oolithe, Sandsteine, Schiefer mit Halobia rugosa. Zu oberst häufig Raibler Dolomit	Opponitzer Kalke, Lunzer Sandstein, Raingrabener Schiefer mit Halobia rugosa	Hüpflinger Kalke, Raingrabener Schiefer mit Halobia rugosa	Raibler Sandsteine, Kalke, Mergel und Rauhwacken	Raibler Sandsteine, Dolomite und Rauhwacken Dolomitfacies ohne Mergel- und Kalkeinlagerungen	Raibler Tuffe, Mergel und Dolomite Raibler Mergel und Tuffe Raibler Tuffe; zuweilen reine Dolomite	Raibler Mergel, Tuffe, Sandsteine, Kalke und Dolomite	Mittlere kalkarme Gruppe
Ladinische Stufe	Wetterstein-Kalk und -Dolomit Partnach Schichten Wetterstein-Kalk und -Dolomit	Ramsau-Dolomit Ramsau-Dolomit mit Gastropoden der Marmolatafauna und Diploporen Schreyeralm-Schichten	Stellenweise gering mächtiger Wettersteinkalk Aonschiefer Obere Reiflinger Kalke Schichten mit Koninckina Leonhardi	Dunkele Kalke und Mergel mit Koninckina Leonhardi	Arlberg-Kalk und Dolomit Partnachschichten	Arlberg-Kalk und Dolomit Kalkige u. mergelige Partnachschicht. Dolomitfacies ohne Mergel- und Kalkeinlagerungen	Schlerndolomit und Marmolata-Kalk Cassian Wengener Schichten Cassian-Wengener Mergel und Tuffe Dolomitfacies ohne Mergeleinlagerungen	Esino-Kalk Esino-Kalk Esino-Kalk Wengen Schicht. m. Posidonom. wengensis Calimero-Kalk	Untere Kalk-Gruppe
Recoaro-Stufe (Stufe des alpinen Muschelkalkes)	Ammoniten-Horizont Brachiopoden-Horizont Gastropoden Hor. oder Dolomit-Hor. oder Reichenhaller Kalk Alpiner Muschelkalk	Ramsau-Dolomit mit Gastropoden der Marmolatafauna und Diploporen Schreyeralm-Schichten Reichenhaller Kalk u. Dolomit mit Natica stanensis	Untere Reiflinger Kalke Gutensteiner Kalk Reichenhaller Kalk	Dunkler und heller Dolomit Gutensteiner Kalk	Alpiner Muschelkalk	Schwarze Dolomite mit Diplopora cf. pauciforata	Buchensteiner Schichten Mendola Dolomit Unterer alpiner Muschelkalk Dolomitfacies ohne Mergeleinlagerungen	Esino-Kalk Buchensteiner und Trinodosi Kalk Buchensteiner und Trinodosi-Kalk Brachiopoden Kalk Brachiopoden Kalk Unterer alpiner Muschelkalk Unterer alpiner Muschelkalk Unterer alpiner Muschelkalk	Untere Kalk-Gruppe
Buntsandsteinstufe	Werfener Schiefer	Werfener Schiefer Schichten mit Naticella costata Schichten mit Myacites fassaensis	Werfener Schiefer Schichten mit Naticella costata Schichten mit Myacites fassaensis	Werfener Schiefer	Quarz und Glimmer führende Conglomerate und Sandsteine (Verrucano)	Quarz und Glimmer führende Conglomerate, Sandsteine und Schiefer Kalkconglomerate Kalkschiefer	Werfener Schiefer Campiler Schichten Seisser Schichten	Sandsteine, Conglomerate, Mergel, Kalke und Dolomite	Untere kalkarme Gruppe



Trias zusammenfassen könnten. Es fragt sich nun nur, wohin die Raibler Stufe zu stellen ist, die ja in der Fauna so starke Anklänge an die ladinische Stufe zeigt. Wir haben jedoch im vorhergehenden Kapitel gesehen, dass die Raibler Zeit eine neue Periode der Gebirgsbildung einleitet, ferner ist aus allem Früheren schon bekannt, dass die Raibler Schichten den vorzüglichsten Leithorizont der alpinen Trias bilden, da nur durch sie in den riesigen Kalk-Dolomitmassen eine Eintheilung möglich ist; ausserdem sind vom grösseren Theil der Alpengeologen die Raibler Schichten zur oberen Trias gerechnet, was Alles für uns genügende Gründe giebt, um die Raibler Schichten als den untersten Theil der Oberen Trias anzusehen.

Man könnte nun event. noch das Rhät nach dem Vorgange der Franzosen und Italiener von der Trias abtrennen und dem Lias anschliessen oder auch als Uebergangsschicht zwischen Jura und Trias ansehen. Gegen das Erstere sprechen paläontologische Gründe. Das Rhät steht in seiner Fauna, vor Allem in den Cephalopoden und Brachiopoden der Trias bedeutend näher als dem Jura, nur an wenigen Stellen, wie an der Garland-Alm (Winkler) und am Hochfelln (v. Gümbel) ist es vorgekommen, dass man Rhät und Jura verwechselte. Die Mehrzahl der Alpengeologen schliesst das alpine Rhät mit Recht an die Trias an. Andererseits weist das Rhät nicht so viel Gemeinsames mit Jura und Trias auf, dass man es mit Uebergangsschichten wie Tithon oder Lamariegruppe vergleichen könnte. Wir lassen also auch hier das Rhät als oberstes Glied bei der Trias.

Es bliebe nun noch übrig festzustellen, welche Schichten der germanischen Trias denen der alpinen entsprechen. Ich habe schon bemerkt, dass heute darüber Keiner etwas mit Sicherheit sagen kann. Allerdings ist die Grenze zwischen unterer und mittlerer Trias wohl in beiden Faciesgebieten die gleiche, wir könnten sogar das Röth mit den *Naticella costata*-Schichten parallelisiren. Unbekannt ist uns aber, wohin in den Alpen die untere Grenze des Keupers fällt. Dass die Raibler Schichten einem Theil des Keupers entsprechen, ist wohl kaum zu bezweifeln, ebenso dass die Recoaro-Stufe einem Theil des Muschelkalkes gleichalterig ist. Den fraglichen Punkt bildet also die ladinische Stufe. Da lassen, soweit unsere bisherige Kenntniss der ladinischen Fauna reicht, alle Anzeichen im Stich. Die ladinische Stufe zeigt sicherlich grosse Verwandtschaft mit der Recoaro-Stufe, aber ihre Fauna entspricht keineswegs der des oberen deutschen Muschelkalkes, ebenso wenig allerdings der Lettenkohle; aber wir müssen die Armuth dieser Fauna berücksichtigen und uns stets gegenwärtig halten, dass die Lettenkohle faciell von

dem deutschen oberen Muschelkalke gerade so verschieden ist, wie von der ladinischen Stufe: würden wir die pelagische Facies der Lettenkohle kennen, so wäre wahrscheinlich Alles leicht entschieden. Es besteht ja noch die Frage, ob die Lettenkohle nicht besser dem Muschelkalk als dem Keuper anzuschliessen sei, eine Meinung, welche Eb. Fraas vor einigen Jahren mit manchen gewichtigen Gründen vertrat. Man hat in neuerer Zeit grosses Gewicht auf den Fund des *Ceratites nodosus* in den Buchensteiner Schichten gelegt; ich habe schon an einer anderen Stelle dieser Arbeit darauf aufmerksam gemacht, dass dieser Fund nicht mehr beweist, als dass die Buchensteiner Schichten wahrscheinlich einem Theil des oberen germanischen Muschelkalkes ensprechen, und Philippi [1]) sagt ganz richtig: „Unter diesen Verhältnissen ist der von Tornquist gemachte Fund von *Ceratites nodosus* bei Recoaro von besonderer Bedeutung, da er darauf hindeutet, dass die Grenze von Lettenkohle und Muschelkalk in den Alpen nicht all zu hoch über den Buchensteiner Schichten und wahrscheinlich noch innerhalb der unteren Kalkmasse Bittner's verlaufen mag." Der Fund des *C. nodosus* beweist uns, dass die Recoaro-Stufe den ganzen unteren und mittleren sowie einen Theil des oberen Muschelkalkes vertritt; fraglich ist aber, wohin in den Alpen die Grenze des oberen Muschelkalkes fällt; ist sie in der ladinischen Stufe zu suchen, oder fällt sie mit der Grenze zwischen ladinischer und Raibler Stufe zusammen? Im ersteren Falle müssten die Alpen und das Gebiet der germanischen Trias ganz verschiedene Bodenbewegungen gehabt haben, was ja möglich ist. Man könnte jedoch geltend machen, dass in den Alpen die hauptsächlichste orogenetische Bewegung in den Anfang der Raibler Zeit fällt, in der germanischen Trias aber in den Anfang des Keupers (Lettenkohle einbegriffen), und zwar ist beide Male die Bewegung eine hebende; das würde für das Zusammenfallen der Grenzen zwischen ladinischer und Raibler Stufe und der zwischen Muschelkalk und Keuper sprechen; dass es kein zwingender Beweis ist, gebe ich gern zu, immerhin spricht der Umstand dafür, dass die ladinische Stufe etwa noch dem obersten Muschelkalk gleichzustellen ist und vielleicht auch noch dem unteren Dolomit des Keupers. Wie die Ausführungen Philippi's zeigen, kann man die Floren der Lunzer Schichten und der Lettenkohle heute kaum vergleichen, da sie erst einer gründlichen Revision unterzogen werden müssen.

Wenn man aber eine Vergleichung der alpinen Schichtengrenzen mit denjenigen der germanischen Ablagerungen herstellen will, so halte ich es heute für am meisten berechtigt, diese untere

---

[1]) Fauna des Trigonodus dolomites etc., p. 221.

Grenze des Keupers mit derjenigen der Raibler Schichten zu parallelisiren. Gewiss wird es Jedem auffallen, dass die ungeheuer mächtige ladinische Stufe (häufig 600—800 m) den geringmächtigen Schichten des obersten Muschelkalkes entsprechen soll, und Benecke hat dies direct als Grund gegen die Einreihung der ladinischen Stufe in den Muschelkalk geltend gemacht. Andererseits aber hat Bittner ganz richtig hervorgehoben, dass ja auch die mächtige Hauptdolomitstufe im deutschen Keuper kein gleich mächtiges Aequivalent hat. Bittner macht auch geltend, dass die ladinische Stufe nicht überall so mächtig sei, da an manchen Stellen die Kalkfacies durch eine gering mächtige Mergelfacies ersetzt ist. Das deutet eben darauf hin, dass die Kalkmassen schneller wuchsen als die Mergelmassen; durch diese Erkenntniss wird es uns möglich zu begreifen, weshalb mächtige Kalkmassen der Alpen gering mächtigen Ablagerungen anderer Gegenden entsprechen, haben wir doch im Jura ähnliche Erscheinungen. Allerdings ist der Ausspruch Bittner's, dass die Kalkmassen der ladinischen Stufe locale Erscheinungen seien und dass viel allgemeiner diese Kalklinsen fehlen, dahin zu modificiren, dass zwar die Kalklinsen auf grossen Strecken fehlen, aber dass ihr Vorhandensein doch die Regel ist, was aus der vorhergehenden Beschreibung der Faciesbezirke hervorgeht. Aber das blosse Vorhandensein kalkfreier Gebiete sowie der Wechsel in der Mächtigkeit jener Kalke zeigt uns, dass wir dem Vorkommen der ladinischen Kalke nicht allzu grosse Wichtigkeit beilegen dürfen.

Dem vorher Gesagten gemäss erhalten wir folgende Parallelisirung.

<table>
<tr><th></th><th>Alpen.</th><th colspan="2">Germaniszhe Facies.</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Obere Trias</td><td>Rhätische Stufe</td><td>Rhätkeuper</td><td rowspan="3">Keuper</td></tr>
<tr><td>Norische (Hauptdolomit-) Stufe</td><td>Hauptkeuper</td></tr>
<tr><td>Karnische (Raibler) Stufe</td><td>Lettenkohle</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>— — — —?— — — —</td><td>— — ? — —</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Mittlere Trias</td><td>Ladinische Stufe</td><td>Oberer Muschelkalk</td><td rowspan="2">Muschelkalk</td></tr>
<tr><td>Recoaro-Stufe</td><td>Unterer und mittlerer Muschelkalk</td></tr>
<tr><td>Untere Trias</td><td>Buntsandstein-Stufe</td><td>Buntsandstein</td><td>Buntsandstein</td></tr>
</table>

Aus dem Schema geht hervor, wie wenig sicher die Parallelisirung ist. Ich wiederhole jedoch auch hier, dass diese Unsicherheit für die allgemeinen Resultate der Geologie wenig bedeutet, da die Hauptsache die Gliederung der alpinen Trias ist, während die Parallelisirung mit der ganz vereinzelt dastehenden germanischen Facies ziemlich nebensächlich ist. Nur weil die germanische Facies zuerst und am genauesten studirt wurde, hat sie eine Bedeutung erhalten, die ihr von Natur nicht zukommt.

Schluss.

Es sei mir vergönnt, an dieser Stelle noch einige Worte zu sagen, welche vielleicht hätten vorangeschickt werden können, wenn nicht zwischen der Beendigung des ersten und des zweiten Theiles äusserer Umstände wegen ein grösserer Zeitraum gelegen hätte. Es lag ursprünglich im Plan der Arbeit, die alpine Facies der Trias im Bereiche von ganz Europa zu untersuchen und eine allgemeine Gliederung aufzustellen, doch verhinderte mich meine Uebersiedelung nach Mexico, diesen Plan durchzuführen, da es mir in den vorgehenden Jahren nur gelungen war, die Ausbildung der Trias der Alpen sowie diejenige Mittel- und Süd-Italiens kennen zu lernen, während ich auf die Untersuchung der Trias der iberischen Halbinsel einstweilen verzichten musste; es fehlt somit der Arbeit der von mir beabsichtigte dritte Theil über die Gliederung der alpinen Trias im ausseralpinen Europa. Es fehlt ja auch in den vorhergehenden Beschreibungen ein Theil der Alpen und ein anderer musste kürzer gehalten werden, als ursprünglich beabsichtigt war. Dass ich mich nicht einfach auf die in der Literatur vorhandenen Angaben stützte, findet natürlich seinen Grund keineswegs in einem Misstrauen gegen die Untersuchungen Anderer, sondern bloss darin, dass gerade bei der Bestimmung von Facies-Verschiedenheiten die Anschauung eine bedeutend grössere Sicherheit verleiht, als die Kenntniss durch Beschreibungen. Ich habe deshalb auch eigene Profile und Beschreibungen nur da gegeben, wo Untersuchungen fehlten, Fehler stattgefunden hatten; oder um die Resultate Anderer bei der Untersuchung wichtiger Stellen zu bestätigen.

Wohl bin ich mir bewusst, dass die vorgehenden Seiten nur ein unvollkommenes Bild der alpinen Trias liefern, vielleicht holt ein Anderer in den Südalpen das Versäumte nach.

Mancherlei Förderung habe ich im Laufe der Jahre von verschiedenen Fachgenossen erfahren, Ihnen Allen sei hier mein verbindlichster Dank ausgesprochen. Nur durch die Güte des Herrn Geheimrath v. Zittel, meines verehrten Lehrers, der mir

seine Privat- und die Instituts-Bibliothek in München zur Verfügung stellte, war es mir möglich, die Literatur über die alpine Trias im weitesten Maasse kennen zu lernen. Mancherlei Hinweise verdanke ich Herrn Prof. Dr. A. Rothpletz in München, der mir auch Fossilien aus seiner Privatsammlung zur Verfügung stellte. Herr Dr. O. M. Reis hatte die Güte, die Korallen von der Scharitzkehlalm zu bestimmen; mein lieber Freund Dr. Max Schlosser untersuchte die Fossilien des Hallstätter Kalks. Besonderen Dank schulde ich auch Herrn Dr. A. Bittner in Wien für seine Angaben über Localitäten, deren Untersuchung mir von Wichtigkeit war. Ihnen Allen sei hier nochmals mein wärmster Dank ausgesprochen.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1898 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.

In dieser Liste ist wie bei den Citaten der Aufsätze die Folge oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band durch römische Zahl, II, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin, (2), XXV, XXVI, XXVII.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen, XII, 1.

Bautzen. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte und Abhandlungen. 1896—97.

Berlin. Königl. Preussische geologische Landesanstalt. Abhandlungen, N. F., 26—28.

— Zeitschrift für Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen in Preussen, XLVI.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Mittheilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, 1897, 9—10; 1898, 1—23, 25—38.

— Naturwissenschaftlicher Verein von Neuvorpommern u. Rügen. Mittheilungen, XXIX.

— Botanischer Verein für die Provinz Brandenburg. Verhandlungen, XXXIX.

Bonn. Naturhistorischer Verein der preussischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen, LIV, 2.

— Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte, 1897.

Bordeaux. Société Linnéenne. Actes, (5), X, XLVIII, LI, LII.

Boston. Society of natural history. Proceedings, XXVIII, 6—12. — Memoirs, V, 3.

Bremen. Naturwissenschaftl. Verein. Abhandlungen, XIV, 3. — Beilagen zu denselben, XV, 2.

Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Cultur. Jahresbericht, LXXV. — Literatur der Landeskunde, 6.

Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen, XXXV.

— Meteorologische Commission. Bericht, XV.

Brüssel. Société royale des sciences de Liège. Memoires, (2), XX.

Budapest. Földtany Közlöny, XXVII, 8—12; XXVIII, 1—6.

— K. Ungarische geologische Anstalt. Mitth. a. d. Jahrb., XI, 6—8. — Generalregister der Bände I—X der Mitth. a. d. Jahrb. — Jahresbericht 1895, 1896.

Buenos Aires. Academia nacional de ciencias en Cordoba. Boletin, XV, 4.
— Anales de la Sociedad cientifica Argentina. General-Index zu I—X.
Bukarest. Anuarulu Museului de Geologiă si de Paleontologia, 1895.
Caen. Bulletin de la société Linnéenne de Normandie, IV, 10; V, I, 1.
— Mémoires de la société Linnéenne de Normandie, XIX, 1, 2.
Calcutta. Geological survey of India. Memoirs, XXV, XXVI.
Cassel. Geognostische Jahreshefte. Herausgegeben von der geognostischen Abtheilung des Königl. Bayerischen Oberbergamts in München. IX.
Christiania. Videnskabs Selskabet. Förhandlingar, 1897.
— Archiv for Mathematik og Naturvidenskab, IX, 3—4; X, 1—2.
Chur. Naturforschende Gesellschaft Graubündens. Jahresbericht, XLI. — Beilage. Die Fische des Kantons.
Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt, (4), XVIII.
Des Moines. Jowa Academy of sciences. Annual Report, VI.
Dijon. Académie des sciences. Mémoires, (4), V.
Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte, XI.
Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte, 1897, Juli—December.
Dublin. Royal Irish academy. Proceedings, (3), IV, 5; V, 1.
— Transactions, XXXI, 1—6.
— Royal Dublin Society Scientific. Transactions, (2), V, 13; VI, 2—13.
Edinburg. Royal physical society. Proceedings, 1896—97.
— Royal society. Transactions, VII, 3; XXXVIII, 3—4. — Proceedings, XXI.
Florenz. Biblioth. Naz. Centr. Boll., 1898, S. 297.
Frankfurt a. M. Senkenbergische Gesellschaft. Abhandlungen, XXI, 1, 2; XXIV, 1—3. — Berichte, 1898. — Katalog der Reptiliensammlung, II.
Freiburg. Naturforschende Gesellschaft. Berichte, X, 1—3.
Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen, XXII. — Codex diplomaticus Lusatiae superioris, II, von R. Jecht.
— Neues Lausitzer Magazin, LXXIV, 1, 2.
Gotha. Petermann's Mittheilungen, XLIV.
Halifax. Nova Scotian Institut of Natural Science. Proceedings u. Transactions, IX, 3.
Halle. Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften, siehe unter Leipzig.

Halle. Kais. Leopoldinisch-Carolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Nova acta, LXVIII, LXIX.
Hamburg. Naturwissenschaftl. Verein. Verhandlungen, (4), V.
Harlem, Archives Néerlandaises des sciences exactes et naturelles, (2), I, 4—5; II, 1.
— Archives du Musée Teyler, (2), V, 4; VI, 1, 2.
Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaften. Verhandlungen, XLVII.
Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings, 1896.
Irkutsk. Ostsibirische Section. Berichte, XXVIII, 4; XXIX, 1
Königsberg i. Pr. Physikal.-ökonomische Gesellschaft, Schriften, XXXVIII.
Krakau. Akademie der Wissenschaften. Anzeiger, 1898.
La Plata. Museo de la Plata. Revista, VII, p. 13 etc., p. 477 etc.; VIII. — Anales. Section Antropologica, II. — Reconnaissance de la Region Audine, I. Notes préliminaires sur une excursion au Territoiries du Neugen, Rio Negro, Chubat et Santa Cruz.
Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin, No. 125, 127—129.
Lawrence. Kansas University Quarterly, VI, 4; VII, 1—3.
Leipzig. Verein für Erdkunde. Mittheilungen, 1897.
— (Früher Halle). Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften, LXX, 3—6; LXXI, 1—3.
Le Puy. Annales de la société d'agriculture, XXXV.
Liège. Société géologique de Belgique. Annales, XXII, 3; XXIII, 3, XXV, 1, 2.
Lille. Société géologique du Nord. Annales, XXVII, 1—4. — Memoires, IV, 1.
Lissabon. Direction des travaux géologiques du Portugal. Choffat: Faune Crétacique du Portugal. Sauvage: Poissons et Reptiles du Jurassique et du Crétacique.
London. Geological society. Quarterly Journal, LIV, 3, 4. — Abstracts of the Proceedings, No. 684—689, 691—696.
Lund. Acta Universitatis Lundensis. Lunds Universitatis. Års-Skrift, XXXIII.
Lyon. Société d'Agriculture etc. Annales, (7), IV.
— Académie d. sciences. Mémoires, (3), IV.
Madison. Wisconsin Academy of sciences Transactions, XI.
Magdeburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresbericht, 1896 bis 1898.
Manchester. Literary and philosophical society. Memoirs and Proceedings, (4), XII, 1—5.
— Geological society. Transactions, XXV, 12, 14, 15, 21.

Melbourne. Australiasian Institute of Mining Engeneers. First-ordinary Meeting, 1898. — Annual Meeting, 1898. — Transactions, I—III.

— Department of mines. Annual Report of the Secretary, 1897.

Meriden. Conn Scientific. Association. Transactions, VIII.

Messina. R. Accademia Peloritana, XII.

Milano. Società italiana di scienze naturali. Atti, XXXVII, 2, 3. — Memorie, VI, 2.

Montreal. The Canadian record of science, VII, 5—7.

Moscau. Société impériale des naturalistes. Bulletin, 1896, 5; 1897, 1—4; 1898, 1.

München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Abhandlungen, XIX, 2. — Sitzungsberichte, 1897, 3; 1898, 1—3.

Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin, VI, 4; VII, 1—4; VIII, 1, 2.

New Haven. The american journal of science. (4), V, 25—30. Index, VI, 31—36.

New York. American museum of natural history. Annual report, 1897. — Bulletin, IX; X, 12; XI, 1.

— Academie of sciences. Transactions, XVI. — Annals, X, 1—2; XI, 1—2.

Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie, II, 6—7, 10; III, 1—3.

Nürnberg Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen, XI.

Ottawa. R. society of Canada. Proceedings and Transactions, (2), III.

— Geological Survey of Canada. Annual Report, (2), IX.

Paris. Annales de mines, (9), XII, 12; XIII, 1—5; XIV, 1—10.

— Société géologique de France. Bulletin, (3), XXV, 7—9; XXVI, 1—4. — Comptes rendus, (3), XXV (1897).

— Spelunca. Bulletin de la société de spéléologie, III, 12; IV, 13, 14.

Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte, XVII.

Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings, 1897, 2, 3; 1898, 1, 2.

— American philosophical society. Proceedings, XXXVI; XXXVII, No. 157. — Transactions, (2), XIX, 2, 3.

Pisa. Società Toscana di scienze naturali. Processi verbali, X, 169 bis Schluss; XI, November 1897; XII, p. 11—54.

Porto. Revista di sciencias naturaes e socias, V, 20.

Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte, 1897, 1, 2. — Jahresbericht, 1897.

Pressburg. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen, (2), IX.
Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein, VI.
Rom. Società geologica italiana. Bolletino, XV, 4—5; XVI, 2; XVII, 1—3.
— Atti della R. accademia dei Lincei. Rendiconti, (5), VI, 12, 2. Sem.; VII, 1—12, 1. Sem.; VII, 1—11, 2. Sem.
— R. comitato geologico d'Italia. Bolletino, XXIX, 1, 2; XXXVIII, 3.
San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings, (3), I, 3.
St. Etienne. Société de l'industrie minerale. Bulletin, (3), IX, 1—4; XII, 1, 2 und Atlas. — Comptes rendus mensuels, 1897, Nov.-Dec; 1898, Jan., Febr., Mai, Aug., Sept.
St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Bericht, 1895—96.
St. Petersburg. K. Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen, (2), XXXV, 1, 2. — Sach- u. Namensregister der 2. Serie der Verhandlungen und der Materialien zur Geologie Russlands.
— Section géologique du cabinet de Sa. Majesté. Travaux, II, 3; III, 1.
— Académie impériale des sciences. Bulletin, (5), VII, 2—5.
— Comité géologique. Mémoires, XVI, 1. — Bulletin, XVI, 3—9, Suppl., XVII, 1—5.
— Société impér. des Naturalistes. Travaux, XXV; XXVIII, 4, 5, 8; XXIX, 1—4.
Stockholm. Sveriges offentliga Bibliothek. Accessions-Catalog. Register, 1886—95.
— Königl. svenska vetenskaps akademiens. Handlingar, XXIX, XXX. — Bihang, XXIII, 1—4. — Öfversigt, LIV.
— Geologiska föreningens förhandlingar, XIX, 7; XX, 1—7.
Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahreshefte, LIV.
Sydney. Geological survey of New South Wales. Records, V, 4. — Report of Departement of mines and Agriculture, 1897, 1—3.
— Geological Survey. Mineral Resources, 4. — Mémoirs (Palaeontology), 6.
Topeka. Kansas academy of science. Transactions, XV.
Upsala. Geological Institution. Bulletin, III, 2.
Warschau. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie, II, 8, 9.
Washington. U. S. Geol. Survey. Monographs, XXV—XXVIII. Bulletins, 87—89, 127, 130, 135—148, 149. — Annual Report, XVII, 1, 2.

Washington. Smithsonian Institution. The Smithsonians Institution, 1846—1896. — Miscellaneous Collections, 1084, 1087, 1090, 1125—26. — Monographs, XXX. — Report U. S. National Museum, 1895.

Wien. Akademie der Wissenschaften, Sitzungsberichte der math.-naturw. Classe, Abth. Ia, CVI, 1—10, CVII, 1—5; Abth. Ib, CV, 1—10; CVII, 1—5. Register z. Bd. 101—105.

— K. K. geol. Reichsanstalt. Jahrbuch, XLVII, 2—4; XLVIII, 1. — Verhandlungen, 1897, 14—18; 1898, 1—13. — Abhandlungen, XVII, 1.

— K. K. geographische Gesellschaft. Mittheilungen, XXXX.

— K. K. naturhistorisches Hofmuseum. Annalen, XII, 2—4; XIII, 1.

Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch, LI.

Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Vierteljahrs-Schrift, XLIII, 1—3.

B. Bücher und Abhandlungen.

Arthaber (G.) et Cons, Zur Ordnung der Trias-Nomenclatur. 4°. Wien etc. 1898.

Barth (J.), Norrœnaskaller. Crania antiqua in parte orientali Norvegiae meridionalis inventa. Gr. 8°. Christania 1896.

Boerlage (J. F. G.), Recherches pétrographiques sur les Roches Éruptives des îles de Jersey, Serq et Guernesey. 8°. Genève 1898.

Böhm (A.), Recht und Wahrheit in der Nomenklatur der oberen alpinen Trias. Gr. 8°. Wien 1898.

Daubrée (A.), Biographie. (Von seinen Kindern.) 8°. Paris.

Duparc (L.) et Mrazec (L.), Recherches géologiques et pétrographiques sur le Massif du Mont Blanc. (Mem. Soc. phys. et d'hist. nat., XXXIII, 1.) 4°. Genf 1898.

— et Ritter (E.), Le mineral de fer d'Ain-Oudrer (Algérie). (Archives des Sciences, Phys. et Nat.) 8°. Genève 1898.

— et Mrazec (L.), Sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme. (Ibidem.) 8°. Genève 1898.

Etzold (F.), Ueber Intercentren bei *Proterosaurus Speneri* H. v. Meyer. Sep.-Abdr. a. d. N. Jahrb. f. Min., 1898.

Féral (G.), Observations Météorologiques sur les pluies générales et les tempétes. 8°. Albi 1897.

Friedrich (P.), Die Versorgung der Stadt Lübeck mit Grundwasser. 4°. Lübeck 1898.

— (O.), Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zittau. 4°. Zittau 1898.

Gintl (W.) et Gen. Die Mineralwasser-Quellen von Bilin in Böhmen. 8⁰. Berlin 1898.

Gottsche (C.), Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Th. I: Die Endmoränen. Th. II: Das marine Diluvium. (Mitth. d. geogr. Ges. i. Hamburg, Bd. XIII u. XIV.) 8⁰. Hamburg 1897—98.

Griesbach (C. L.), General Report on the work carried on by the Geological Survey of India pro 1897—98. 8⁰. Calcutta 1898.

Hauthal (R.), Nota sobre un nuevo gènero de Filiceos de la formacion Rhetica del Challao. Gr. 8⁰. La Plata 1892.

— La sierra de la Ventana (Revista del museo de La Plata). 8⁰. 1892.

Herrmann (O.), Der Steinbruchbetrieb und das Schotterwerk auf dem Koschenberge bei Senftenberg. (S. Abdr. a. d. Zeitschr. f. Architektur u. Ing.-Wesen.) 4⁰. Hannover 1898.

Jabornegg (M. v.), Das naturhistorische Landesmuseum in Klagenfurt 1848 — 1898, seine Gründung und Entwickelung. Gr. 8⁰. Klagenfurt 1898.

Jaekel (O.), Ueber einen neuen devonischen Pentacrinoiden. (Diese Zeitschr., 1898.)

— Ueber die verschiedenen Rochentypen. (Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Fr. Berlin 1898.)

— Ueber das Darmsystem der Pelmatozoen. (Ibidem, 1897.)

Kalkowsky (E.), Ueber einen oligocänen Sandsteingang an der Lausitzer Ueberschiebung bei Weinböhla in Sachsen. (Abh. d. nat. Ges. Isis in Dresden, 1897.)

Kosmann (B.), Die Thoneisenstein- (Sphärosiderit-) Lager in der Bentheim-Ochtruper Mulde. (A. Stahl u. Eisen, 1898.)

Krause (P. G.), Verzeichniss einer Sammlung von Mineralien und Gesteinen aus Bunguran (Gross-Natuna) und Sededap im Natuna-Archipel. (S. Abdr. a. d. Samml. d. geol. Reichs-Mus. in Leiden 1898.)

— Obsidianbomben aus Niederländisch-Indien. (Ibidem.)

Křiz (M.), Ueber die Quartärzeit in Mähren und ihre Beziehungen zur tertiären Epoche. (Mitth. d. Anthropol. Ges.) 4⁰. Wien 1898.

Laube (G.), Die mineralogischen Verhältnisse des Mineralwassergebietes von Giesshübl Sauerbrunn. Gr. 8⁰. 1898.

Margerie (E. de), Catalogue des Bibliographies géologiques, rédigé avec le concours des membres de la commission bibliographique du Congres. 8⁰. Paris 1896.

Marinelli (G.), Spica (P.) et Omboni (G.), Relazione intorno al

al lavoro presentato per il concorso della fondazione Querini-Stampalia per l'anno 1896. 8°. Venedig 1897.

MARTIN (J.), Ueber den Einfluss der Eiszeit auf die Entstehung der Bodenarten und des Reliefs unserer Heimath. (Schriften d. Oldenb. Ver. f. Alterthumskunde u. Landesgeschichte, XVII.) 8°. 1898.

— Diluvalstudien III: Vergleichende Untersuchungen über das Diluvium im Westen der Weser. 1. Heimath der Geschiebe, 2. Gliederung des Diluviums, 3. Verticalgliederung des niederländischen Dilnviums, 4. Classification der glacialen Höhen, 5. Alter des Diluviums. IV. Antwort auf die Frage des Herrn Professor Dr. A. JENTSCH: „Ist weissgefleckter Feuerstein ein Leitgeschiebe?“ (Jahresber. d. naturw. Ver. zu Osnabrück.)

— Diluvialstudien. V. STARING's Diluvialforschung im Lichte der Glacialtheorie. VI. Pseudoendmoränen und Pseudoåsar. VII. Ueber die Stromrichtungen des nordeuropäischen Inlandeises. (Abhandl. d. nat. Ver. zu Bremen.)

MERRILL (G. P.), Notes on the Geology and Natural History of the Peninsula of Lower California. (From the Rep. of the U. S. Nat. Mus. for 1895.) 8°. Washington 1897.

MOJSISOVICS (E. v.), Zur Abwehr gegen Herrn Dr. ALEXANDER BITTNER. 8°. Wien 1898.

— Briefe zur Nomenclatur der oberen Trias. 8°. Wien 1898.

OMBONI (G.), Il Gabinetto di Geologia. (R. Universita di Padova.) 8°. Padova 1898.

POSEPNY (F.), Archiv für praktische Geologie, Bd. II. 8°. Freiberg i. S. 1895.

POTONIÉ (H.), Die Metamorphose der Pflanzen im Lichte paläontologischer Thatsachen. 8°. Berlin 1898.

REGEL (FR.), Referate. (Abdr. a. d. Mitth. d. geogr. Ges. f. Thür., XVI.) 8°. Jena 1897.

ROTH (C.), Führer durch die Kalkberge Rüdersdorf als Sommerfrische, Ausflugs- und Kurort. Kl. 8°. 1898.

SCHARIZER, (R.), Professor Dr. ALBRECHT SCHRAUF. Eine biographische Skizze. 8°. Czernowitz 1898.

SCHLECHTENDAL (R. v.), Beiträge zur näheren Kenntniss der Braunkohlenflora Deutschlands. (Abh. d. naturf. Ges., XXI.) 8°. Halle 1897.

SKWORTZOW (Ir.), Soleil, terre et électricité. (Un chapitre de la théorie nouvelle de l'univers.) 8°. Kharkow 1898.

SPENCER (A. C.), The Geology of Massanutten Mountain in Virginia. 8°. Washington 1897.

SPEZIA (G.), Contribuzioni di Geologia Chimica. Esperienze sul quarzo; ferner Esperienze sul quarzo e sull' opale. (Accad. R. d. Scienze, vol. XXXIII.) 8°. Torino 1898.

Stache (G.), Jahresbericht für 1896 und für 1897 der K. K. geol. Reichsanstalt. Gr. 8°. Wieu 1897 u. 1898. (Verh. d. K. K. R.-Anst.)

Tarnuzzer (Chr.), Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan nebst Bemerkungen über das krystallinische Conglomerat in der Parpaner Schwarzhornkette. (A. d. XLI. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, 1897—98.)

Turner (A.), Die Kraft und Materie im Raume. Grundlage einer neuen Schöpfungstheorie, 5. Aufl. 8°. Leipzig 1897.

— Das Problem der Krystallisation. 8°. Leipzig 1897.

Vallot (M. J.), Sur les plis parallèles qui forment le massif du mont Blanc. 4°. Paris 1897.

Bericht des Staats-Bergingenieurs über das Jahr 1897 an die hohe Regierung der Südafrikanischen Republik. Fol. Pretoria 1898.

Edinburgh Geol. Society. Roll of the — and List of Corresponding Societies and Institutions. 8°. 1897.

Meddelelser om Grœnland, 14. u. 15. Heft. 8°. Kopenhagen 1898.

C. Karten und Kartentexte.

Deutschland.

Baden. Geologische Specialkarte des Grossherzogthums Baden. 1 : 25000. Blatt 18: Speyer.

Preussen. Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. 1 : 25000. Herausgegeben von der Königl. geologischen Landesanstalt.

Lief. 60 enthaltend die Blätter Mendhausen-Römhild, Rodach, Rieth, Heldburg.

„ 61 enthaltend die Blätter Gr. Peisten, Bartenstein, Landskron, Gr. Schwansfeld, Bischofstein.

„ 66 enthaltend die Blätter Nechlin, Brüssow, Löcknitz, Prenzlau, Walmow, Hohenholz, Bietikow, Gramzow, Pencun.

„ 75 enthaltend die Blätter Schippenbeil, Dönhoffstedt, Langheim, Lamgarben, Rössel, Heiligelinde.

„ 82 enthaltend die Blätter Altenhagen, Karwitz, Schlawe, Damerow, Zirchow, Wussow.

„ 83 enthaltend die Blätter Lanzig mit Vitte, Saleske, Rügenwalde, Grupenhagen, Peest

nebst Erläuterungen. Zu den letztgenannten 5 Lieferungen auch Bohrkarten.

Ferner nachträglich Bohrkarten zu Lief. 74.

Sachsen. Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen. Die Blätter No. 73: Ostritz-Bernstadt, No. 86: Hinterhermsdorf-Daubitz, No. 89: Hirschfelde-Reichenau, No. 107: Zittau-Oybin-Lausche und No. 150: Bobenneukirchen-Gattendorf nebst je einem Heft Erläuterungen.

Finland.

Finlands geologiska undersökning. 1 : 200000. Bl. No. 32: Loimijoki und 33: Wiborg mit Text.

Japan.

Geological Survey of Japan. 1 : 200000. Z. 8, col. V (Kamada), Z. 8, col. VII (Aco), Z. 2, col. III (Kagoshima), Z. 9, col. V (Sambeyama), Z. 9, 10, col. VI (Daisen).

Italien.

Carta geologica d'Italia. 1 : 100000. Die Blätter No. 245: Palmi, No. 246: Cittanova, No. 247: Badslato, No. 255: Gerace, No. 263: Bova, No. 264: Staiti nebst einer Profiltafel.

R. Ufficio geologico. Carta geologica delle Alpi Apuane. 1 : 50000. 4 Blatt und 3 Profiltafeln.

Russland.

Carte géologique du district de l'Altai. Petersburg 1898.

Schweden.

Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. Afhandlingar No. 161 a, b; 163—167, 169—171, 173—175, Quart. No. 158.

Schweiz.

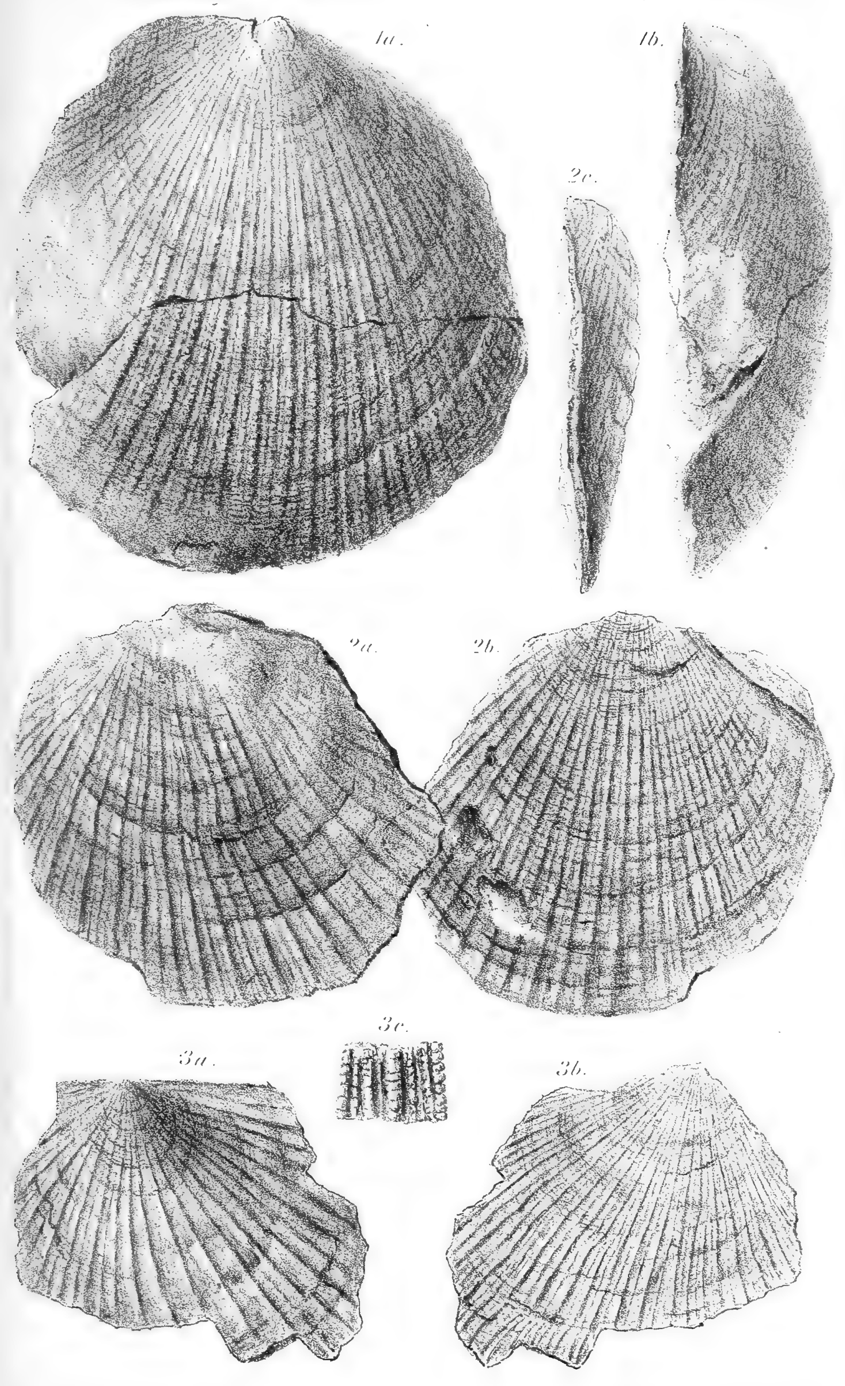
Geologische Karte der Schweiz. 1 : 100000. Blätter No. IX, XV, XIX.

I. Namenregister.

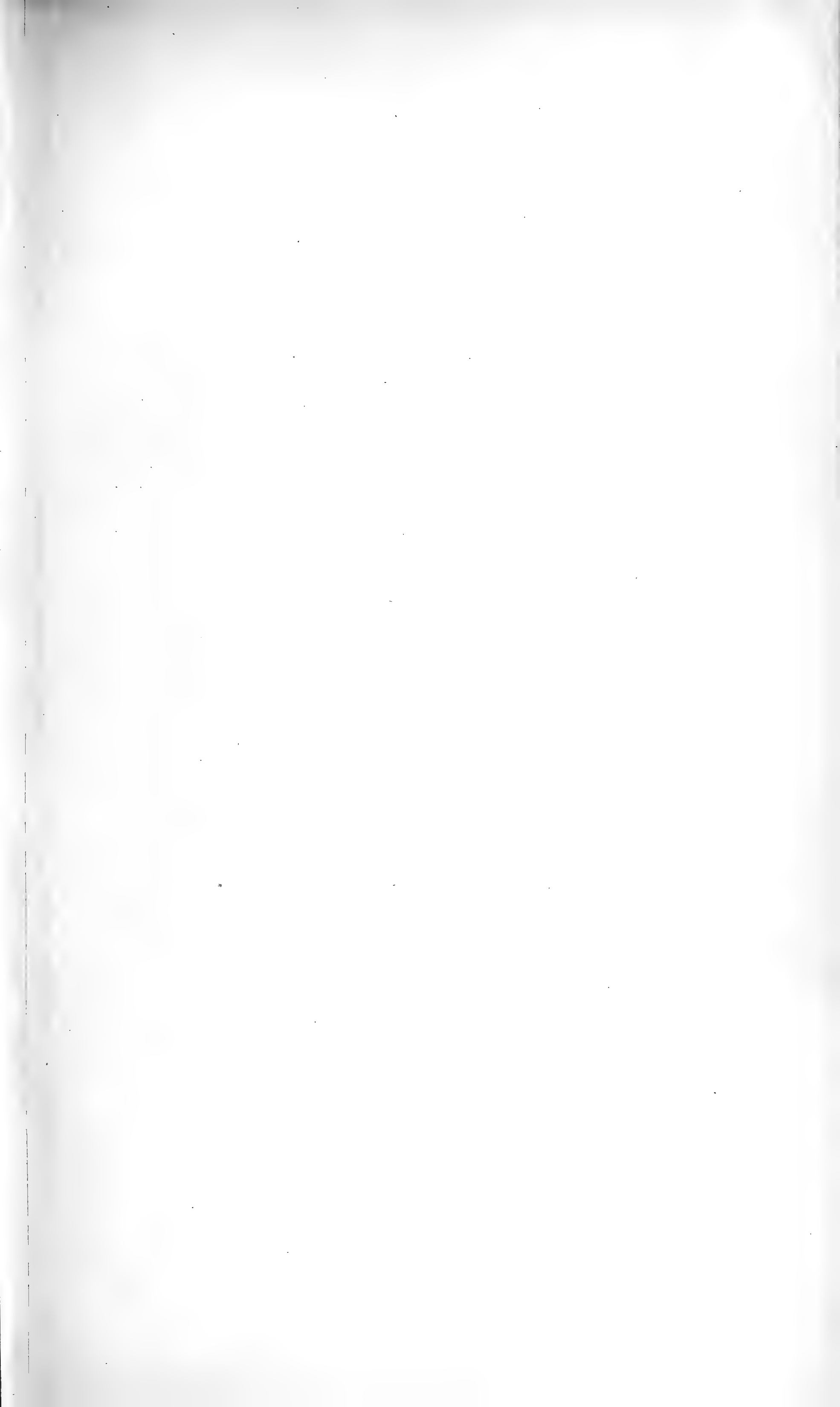
A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* briefliche Mittheilung, *P.* Protokoll der mündlichen Verhandlungen.

II. Sachregister.

Druck von J. F. Starcke in Berlin.


1a.
1b.
2c.
2a.
2b.
3c.
3a.
3b.





Erklärung der Tafel XX.

Figur 1. *Ceratites vicentinus* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 641.

Figur 2. *Ceratites Beneckei* MOJS. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 643.

Figur 3. *Ceratites Prettoi* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 645.

Figur 4. *Arpadites cinensis* MOJS. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 648.

Figur 5, 6. *Arpadites Telleri* MOJS. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 649.

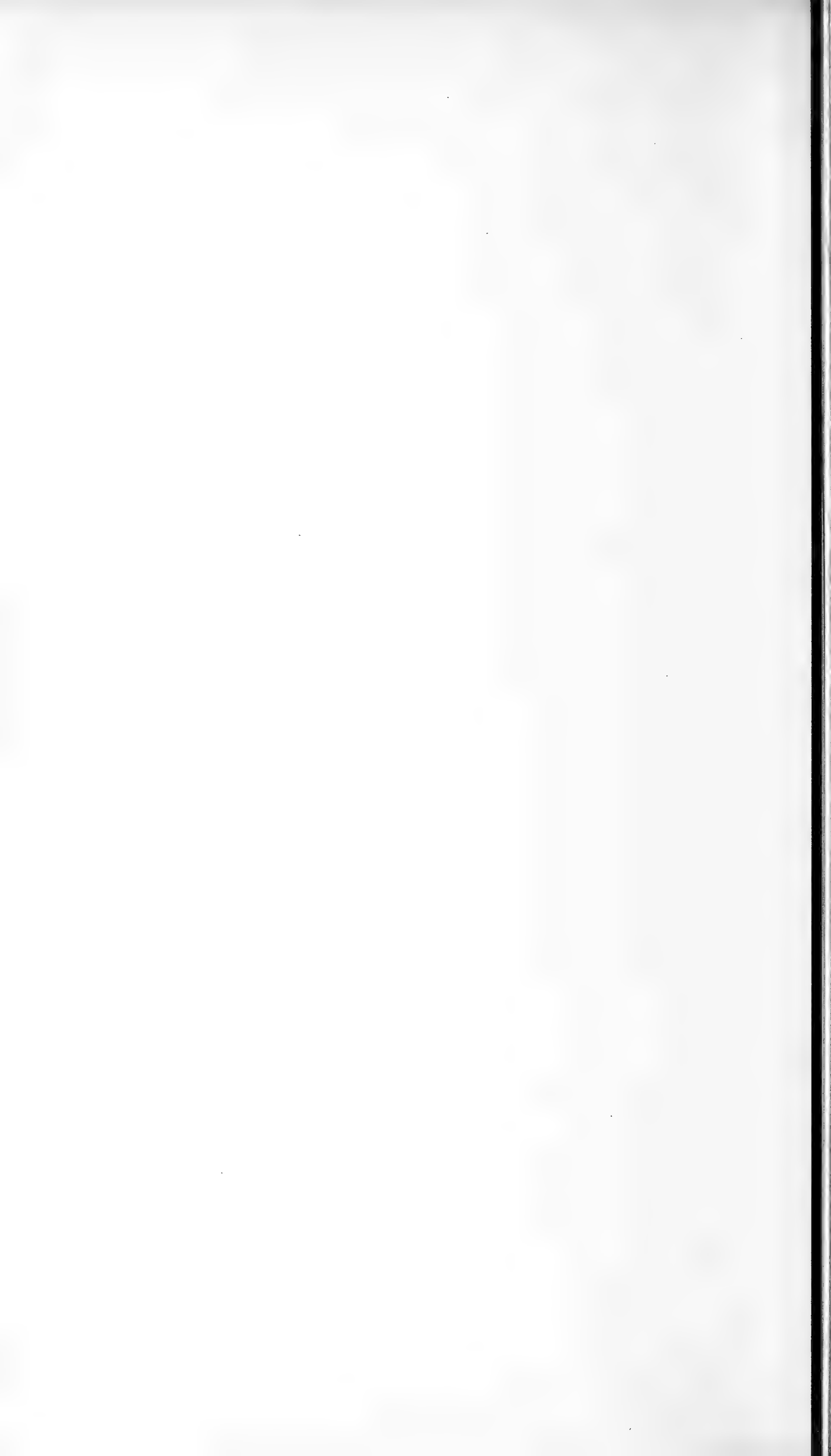
Figur 7. *Arpadites venti-settembris* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 651.

Figur 8, 9, 10. *Hungarites sanroccensis* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico (Fig. 10) und San Rocco (Fig. 8, 9). — pag. 657.

Die Originale befinden sich in der Privat-Sammlung des Verfassers.

1. 2. 3 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10.

W. Pütz gez. u. lith. Druck v. P. Bredel, Berlin.



Erklärung der Tafel XXI.

Figur 1. *Hungarites* n. sp. ind. aff. *Mojsisovicsi* BÖCKH (Abdruck eines Wohnkammer-Steinkerns) aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 656.

Figur 2. *Mysidioptera Wöhrmanni* SALOM. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 668.

Figur 3. *Hungarites sanroccensis* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 657.

Figur 4. *Trachyceras Mascagni* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von Prenaro bei Fongara am Monte Spitz. — pag. 661.

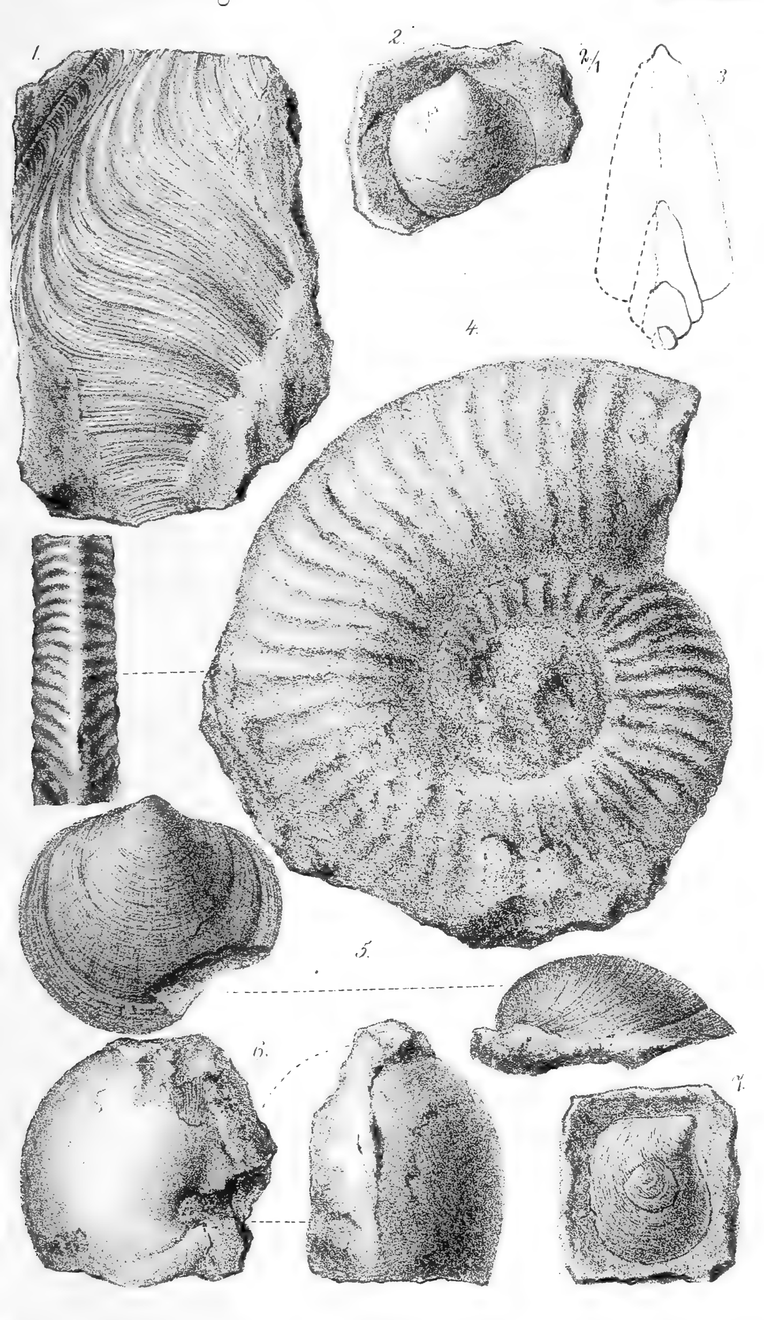
Figur 5. *Mysidioptera Marzari-Pencati* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 669.

Figur 6. *Proarcestes pannonicus* MOJS. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 664.

Figur 7. *Mysidioptera Marschini* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico — pag. 669 — mit

Placunopsis Pasini TORNQ. — pag. 670.

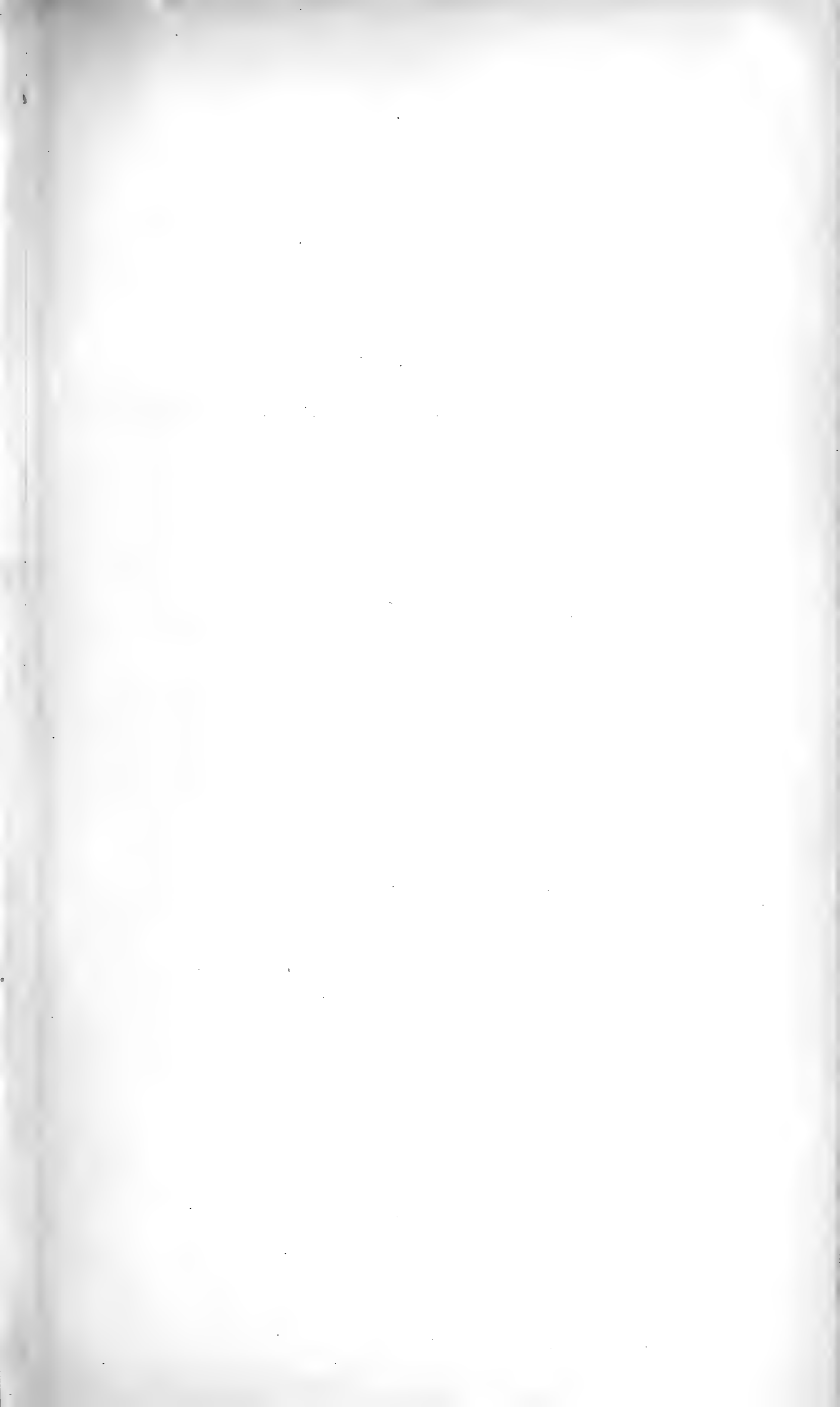
Die Originale befinden sich in der Privat-Sammlung des Verfassers.



W. Pütz gez. u. lith.

Druck v. P. Bredel, Berlin.





Erklärung der Tafel XXII.

Figur 1. *Nautilus occidentalis* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 665.

Figur 2. *Lima vicentina* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 668.

Figur 3, 4. *Cypricardia Buchi* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 671.

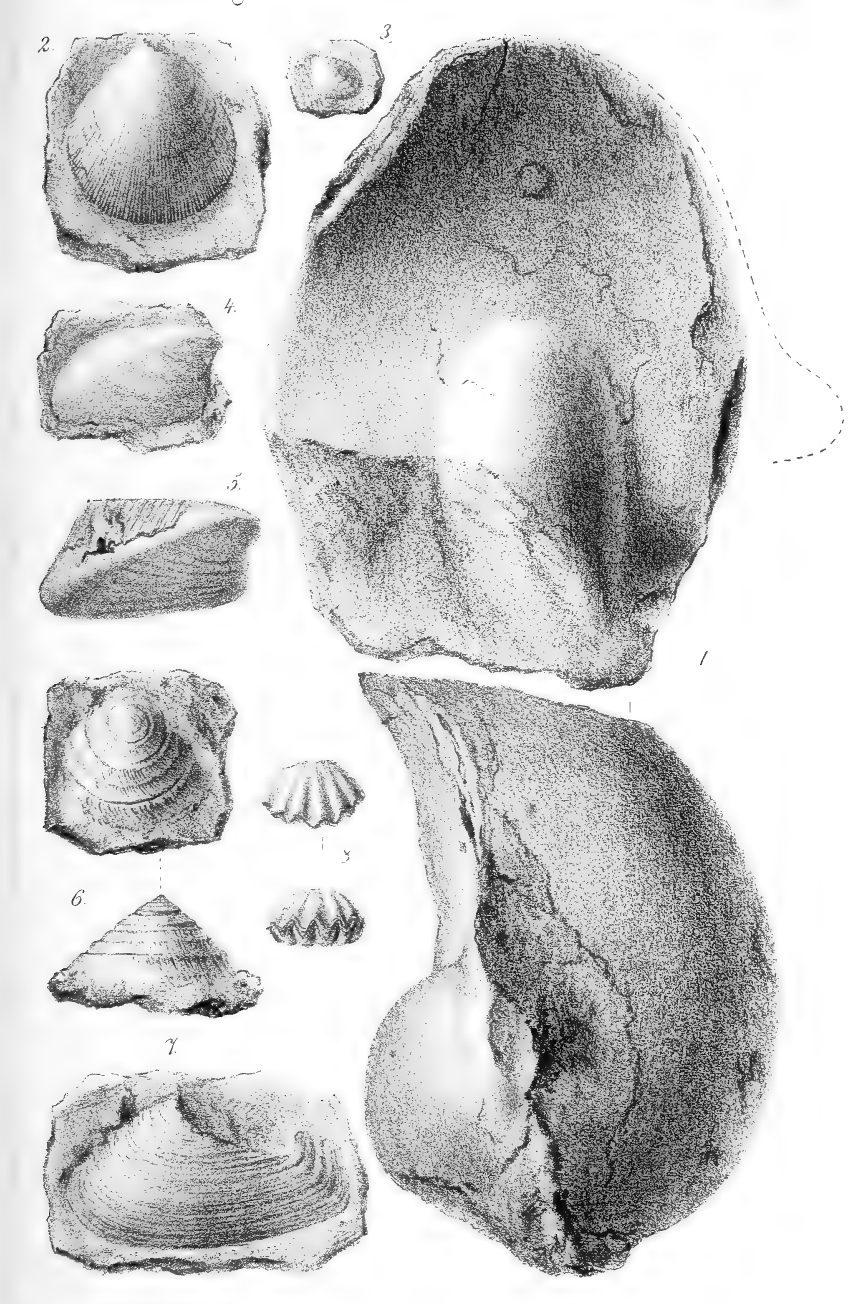
Figur 5. *Cypricardia Beyrichi* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 672.

Figur 6. *Trachybembix Salomoni* J. BÖHM aus den *Subnodosus*-Schichten vom Ausgange des Orcothales. — pag. 677.

Figur 7. *Arcomya sanroccensis* n. sp. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 672.

Figur 8. *Rhynchonella salinaria* BITTN. aus den *Subnodosus*-Schichten des Campo grosso. — pag. 679.

Die Originale befinden sich in der Privat-Sammlung des Verfassers.



W. Pütz gez. u. lith. Druck v. P. Bredel, Berlin.





Erklärung der Tafel XXIII.

Figur 1, 2, 3, 4. *Daonella paucicostata* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 673.

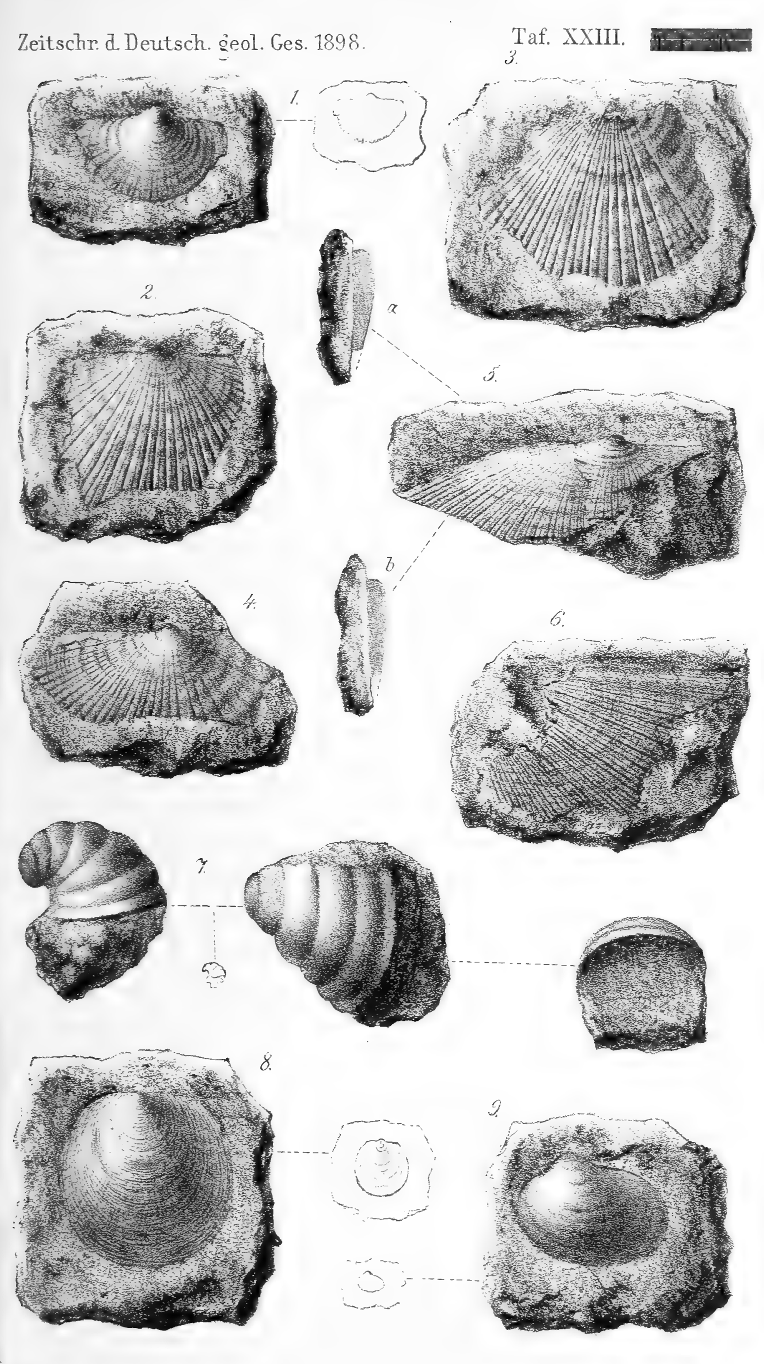
Figur 5, 6. *Daonella Taramelli* MOJS. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Ulderico. — pag. 674.

Figur 7. *Damesiella torulosa* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten vom Campitello bei Casa nuova im Tretto. — pag. 677.

Figur 8. *Placunopsis Pasini* TORNQ. aus den *Subnodosus*-Schichten von San Rocco. — pag. 670.

Figur 9. *Arcomya (?)* sp. aus den *Subnodosus*-Schichten südöstlich von San Rocco. — pag. 673.

Die Originale befinden sich in der Privat-Sammlung des Verfassers.


1.
2.
3.
4.
5.
a
b
6.
7.
8.
9.



Verhandlungen der Gesellschaft.

1. Protokoll der Januar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 5. Januar 1898.

Vorsitzender: Herr Hauchecorne.

Das Protokoll der December-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorstand wird in seiner bisherigen Zusammensetzung wiedergewählt und besteht für das laufende Jahr demnach aus folgenden Mitgliedern:

Herr Hauchecorne, als Vorsitzender.
Herr Dames, Herr Berendt, als stellvertretende Vorsitzende.
Herr Beyschlag, Herr Scheibe, Herr Jaekel, Herr Joh. Böhm, als Schriftführer.
Herr Ebert, als Archivar.
Herr Loretz, als Schatzmeister.

Herr Schneider dankte im Namen der Versammlung dem bisherigen Vorstande für seine Thätigkeit.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Joh. Wysogórski, Assistent am geol.-paläontol. Institut der Universität Breslau,

Herr cand. phil. Gotthard Fliegel in Breslau,
beide vorgeschlagen durch die Herren Frech, Hintze und Jaekel;

Herr Privatdocent Dr. POMPECKJ, Custos am paläontol. Institut in München,
vorgeschlagen durch die Herren v. ZITTEL, ROTHPLETZ und JOH. BÖHM;

Herr Dr. FR. WINTERFELD in Mülheim a. Rh.,
vorgeschlagen durch die Herren DAMES, FOLLMANN und JOH. BÖHM;

Herr Dr. F. v. CHLAPOWSKI in Posen,
vorgeschlagen durch die Herren F. WAHNSCHAFFE, H. SCHRÖDER und R. MICHAEL;

Herr Dr. SEMPER, Assistent an der geol.-paläontol. Sammlung zu Aachen,
vorgeschlagen durch die Herren HOLZAPFEL, JOH. BÖHM und PHILIPPI.

Herr FRECH (Breslau) sprach über das Vorkommen von Steinkohlen in Schantung und die Verbreitung des unteren Carbon im Allgemeinen.

Herr J. WALTHER sprach über recente Gypsbildung.

Bekanntlich sind noch niemals Gypsbildungen am Boden des Meeres beobachtet worden, und die Annahme, dass alle Gypslager marine Sedimente seien, lässt sich vorläufig durch keine Thatsache stützen. Nachdem durch die Untersuchungen von ANDRUSSOW festgestellt worden war, dass am Ufer des Karabugas weite Flächen mit recenten Gypskrusten überdeckt sind, wandte ich während meiner Reise durch die Turkmenen-Wüste der Gypsbildung besondere Aufmerksamkeit zu und hatte das Glück, an zwei verschiedenen Stellen solche zu beobachten. In dem graubraunen Schlamm, der den Boden und das Ufer des Salzsees von Mullahkara bildet, blühen zierliche Rosetten von Gypskrystallen aus, die sich immer von neuem bilden und plötzlich an Stellen erscheinen, wo man sie früher nicht beobachtet hatte. Die Krystalle stimmen in ihrer Form mit den in dieser Zeitschrift. 1897, p. 143 von Doss beschriebenen Gypsen vollkommen überein, nur sind sie von kleineren Dimensionen. Nach Mittheilungen von Herrn Dr. PAWLOW, der jene Gypse im Salzsee am Fusse des Bogdo gesammelt hat, finden sie sich auch in dem schlammigen Sediment am Grund eines Salzsees. Der zweite Fund recenter Gypse stammt aus dem Flugsand des Karakum, wo in einem grossen Bezirk nahe der Station Repetek der sandige Wüstenboden von fingerlangen Gypskrystallen gespickt ist, die, zu regellosen Gruppen verbunden, ein grobes Netzwerk im Sande bilden. Bei Anlage einer Pflanzschule hatte Herr Forstingenieur PALETZKI eine 2200 m

grosse Fläche von den im Boden gewachsenen Gypsen reinigen lassen, da diese dem Pflanzenwuchs schädlich sind. Schon nach einem Jahre ergab sich bei wiederholten Culturarbeiten, dass neue Gypskrystalle entstanden waren, so dass hier die recente Bildung dieser Gypse vollkommen sichergestellt erscheint.

Das Vorkommen ähnlicher Gypskrystalle in fossilleeren Thonen und Sandsteinen würde somit als ein Beweis gelten können, dass die betreffenden Schichten in einem abflusslosen Gebiet auf dem Festland und nicht am Meeresgrunde entstanden sind.

Herr Zimmermann sprach im Anschluss daran über Gypsvorkommnisse im unteren Buntsandstein Thüringens und erinnerte an die von v. Hauer beschriebenen recenten Gypsoolithe in einer Salzsoole von Berchtesgaden.

Herr Beyschlag betonte, dass man die vom Vorredner besprochenen Vorkommnisse von Gyps als secundär entstanden betrachten muss.

Herr Althans wies auf Gypsbildungen bei den Meersalinen in Süd-Frankreich,

Herr Philippi auf solche am Schwarzen Meer hin.

Herr Kosmann betonte, dass sich Gyps in normalem Meerwasser nicht niederschlagen und deshalb in Grundproben des Meeres nicht gefunden werden könne.

Herr Jaekel sprach über die Körperform und Symmetrieebenen der Seeigel.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Hauchecorne. Scheibe. Jaekel.

2. Protokoll der Februar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 2. Februar 1898

Vorsitzender: Herr HAUCHECORNE.

Das Protokoll der Januar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft ist als Mitglied beigetreten:

Herr J. SCHLENZIG, Bergingenieur in Lebong Denoy, Sumatra,

Freiherr v. FIRKS, Bergingenieur in Freiberg i. Sachsen,
beide vorgeschlagen durch die Herren WEISBACH, KEILHACK und BECK;

Herr AD. V. ELTERLEIN, Hauptmann a. D., Assistent am mineral.-geol. Institut der Universität Erlangen,
vorgeschlagen durch die Herren LENCK, ZIRKEL und WAHNSCHAFFE;

Herr Dr. CARLO DE STEFANI, Professor der Geologie am Istituto di studi superiori und Director der geol.-paläontol. Sammlungen in Florenz,
vorgeschlagen durch die Herren STRÜVER, PORTIS und SCHEIBE.

Freiherr v. RICHTHOFEN sprach über den geologischen Bau der Halbinsel Schantung.

Herr PHILIPPI sprach über Dolomitisirungsvorgänge.

An der Discussion betheiligten sich die Herren KOSMANN und ZIMMERMANN.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
HAUCHECORNE.	SCHEIBE.	JAEKEL.

3. Protokoll der März-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 2. März 1898.

Vorsitzender: Herr HAUCHECORNE.

Das Protokoll der Februar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Herr BEUSHAUSEN legte im Auftrage des Herrn v. KOENEN ein Exemplar von *Cardiola interrupta* Sow. aus den Graptolithen-Schiefern von Lauterberg am Harz vor und knüpfte daran einige kurze Bemerkungen über das Silur des Harzes.

Besonders betont wurde vom Vortragenden, dass die von Lauterberg bis Gernrode das Gebirge durchquerende Tanner Grauwacke, die „Sattelaxen-Grauwacke“ LOSSEN's, nicht culmischen Alters ist, wie so oft und noch neuerdings behauptet worden, sondern silurisch. Sie entspricht mit den sie stets begleitenden „Plattenschiefern“ den durchaus gleichartigen Gesteinen, welche ein charakteristisches Glied der Silurformation am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges bilden. [1])

Herr GOTTSCHE (Hamburg) sprach über ältere Tertiär-Ablagerungen in Nord-Hannover.

Herr VON DRYGALSKI sprach über die Eisbewegung, ihre physikalischen Ursachen und ihre geographischen Wirkungen.

Die Beobachtungen geschahen während der beiden Grönland-Expeditionen der Berliner Gesellschaft für Erdkunde in den Jahren 1891 und 1892/93, deren wissenschaftliche Ergebnisse in einem zweibändigen Werke (Grönland - Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin unter Leitung von ERICH VON DRYGALSKI, Berlin 1897; vergl. auch PETERM. Mitth., 1898, III) nunmehr vorliegen. Der erste Band enthält die physikalischen und geographischen Untersuchungen über Grönlands Eis und sein Vorland

---

[1]) A. DENCKMANN im Jahrb. preuss. geol. L.-A., 1896, p. 144 ff.; L. BEUSHAUSEN, A. DENCKMANN, E. HOLZAPFEL und E. KAYSER, ebendaselbst, p. 277 ff.

von E. v. Drygalski, der zweite die zoologischen und botanischen Arbeiten von E. Vanhöffen, die erdmagnetischen und meteorologischen Messungen von H. Stade und die astronomischen und Schwerkrafts - Beobachtungen von E. v. Drygalski. Der Inhalt des ersten Bandes bildet den Gegenstand des Vortrages.

Das Inlandeis bedeckt das ganze Innere Grönlands in einer Ausdehnung von etwa 30000 □ Meilen und bietet den nächsten Vergleich zu den Verhältnissen dar, unter welchen Nord-Europa während der Eiszeit stand. Die Entstehung des Inlandeises ist theils durch ein Vordringen der auf den Gebirgen vereisten Firnmassen, theils durch ein Ausfrieren der Flüsse zu erklären. Die Formen dieser Eisbedeckung sind nicht vollständig unabhängig von den Landformen, wie es Nansen annahm; sie lassen durch ihr Verhältniss zu den Küstengebirgen, zu den Nunataks (Felsinseln im Eis) und zu den Staubmengen (Kryokonit) auf ihrer Oberfläche erkennen, dass das Eis in den östlichen Theilen des Landes entsteht und gegen die Gebirge des westlichen Küstensaumes abströmt. In dem mittleren Theile Grönlands wird eine Mulde zwischen den östlichen und den westlichen Küstengebirgen vom Eis erfüllt, welche man mit der Senke der Ostsee vergleichen kann, die das nordeuropäische Inlandeis zwischen seinem scandinavischen Ursprungsgebiet und den Gebirgen an seinem äusseren Rande durchströmte. Das grönländische Inlandeis endigt theilweise schon in der Tiefe der Mulde, indem dort tiefe Fjorde hineingreifen und die zusammenhängende Eisdecke in einzelne Eisströme auflösen, die schliesslich im Meere in Eisberge zerbrechen; theilweise, nämlich zwischen den Fjorden, strömt es aber ebenfalls an den Gebirgen der Westküste aufwärts, wie es in Nord-Europa in dem südlichen und in dem östlichen Randgebiet der Vereisung geschah.

Das Inlandeis zeigt im westlichen Küstensaum neben einer Horizontalbewegung, deren Richtung durch die dort auftretenden Landformen bestimmt wird, eine Verticalbewegung, die in einem Einsinken der dickeren und in einem Aufquellen der dünneren Gebiete am Rande des Eises besteht.

Der Grosse Karajak-Eisstrom, einer jener Ausläufer des Inlandeises in das Meer, zeigt an der Oberfläche in drei Querschnitten eine gewisse Parallelität zwischen Bewegungsstärke und Mächtigkeit des Eises. Im Längsschnitt zeigt er eine allmählich zunehmende Geschwindigkeit von wenigen Decimetern in 24 Stunden an, wo er im Inlandeise beginnt, bis zu 19 m in 24 Stunden, wo er im Meere endigt. Dass die Continuität des Eisstromes dabei erhalten bleibt, ist nur dann zu verstehen, wenn man annimmt, dass in der Tiefe des Eisstromes die Geschwindigkeit eine andere ist, als an der Oberfläche, und dass sie in der

Tiefe gegen das Meer hin abnimmt, während sie oben zunimmt. Gegen das Meer hin werden die Lagen in der Tiefe allmählich entlastet, da der Eisstrom immer weiter in das Wasser eintaucht und so immer mehr getragen wird.

Auch die auf dem Lande endigenden kleineren Gletscher von Sermiarsut und Asakak haben in der Tiefe eine andere Geschwindigkeit, als an der Oberfläche.

Schon das Schwellen und Aufquellen der Randgebiete des Inlandeises zeigt, dass wir es dabei mit inneren Massenumsätzen zu thun haben, da die äusseren Massenveränderungen es nicht erklären. Die Differenzen zwischen der Bewegung an der Oberfläche und in der Tiefe lassen schliessen, dass an der Oberfläche eine Summe von Theilen derjenigen Differentialbewegungen in die Erscheinung tritt, welche in den einzelnen Lagen des Eises bestehen und welche vom Boden zur Oberfläche, also mit abnehmendem Druck abnehmen.

Die Structur des Eises erklärt die inneren Veränderungen. Sie ist bei allen Eisarten körnig. Bei den Eisströmen nimmt die Grösse des Korns gegen das Ende hin zu; das Wachsthum ist jedoch nicht ganz allgemein. da überall neben grossen auch kleine Körner zu finden sind, und hat ausserdem eine bestimmte Grenze. Ausser dem Wachsthum findet auch eine krystalline Umlagerung der Körner statt, indem die ursprünglich regellose Orientirung der einzelnen Körner allmählich in den unteren, geschichteten Theilen des Eises einer Ordnung weicht, in welcher die optischen Hauptaxen senkrecht zu den Schichten und unter einander parallel stehen. Die Schichtflächen liegen senkrecht zu der Druckrichtung, die optischen Hauptaxen in den geschichteten Theilen also in der Druckrichtung. Wenn sich Wassereis unter Druck bildet, liegen in ihm die optischen Hauptaxen auch in der Druckrichtung, während sie sonst verschieden gerichtet sind, wie man aus dem Vergleich von Seeeis und Meereis erkennt. Hieraus folgt, dass auch die Schichten des Landeises unter Druck entstandene Neubildungen sind und dass mithin die Kornumlagerung im Inlandeis auf Verflüssigungen und Wiederverfestigungen unter Druck beruht. Auch die Blaubandstructur ist eine Druckerscheinung und zeigt gleichfalls Wasserumsätze innerhalb der Eismassen an.

Die Temperaturbedingungen für einen steten Wechsel des Aggregatzustandes innerhalb des Eises sind auch in Grönland gegeben, da die Winterkälte die Eismassen nicht durchdringt, sondern auf die äusseren Theile beschränkt bleibt. Wärmeströme von den Neueisbildungen der Schichten ausgehend, wirken ihrerseits dem Vordringen der Kälte entgegen. Auch wird die

Kälte nur durch Leitung, die Wärme im Frühjahr dagegen auch durch Wasser nach der Tiefe geschafft und im Eis verbreitet. Trotz der grossen Mächtigkeit des Eises findet ein Fortschmelzen, auch wenn die unteren Theile auf 0° sind, nur beschränkt statt, weil der Schmelzpunkt unter Druck wohl unterhalb 0° liegt, aber wenn Wasser, das den gleichen Druck erleidet, im Eise vertheilt ist, wieder näher an 0° heranrückt. So verbürgt der Bestand von Wasser im Eise den Bestand des Eises selbst, und eine durchgehende Verflüssigung der untersten Theile durch Druck ist auch bei der Nulltemperatur nicht anzunehmen.

Die Bewegung beruht hiernach hauptsächlich auf dem steten Wechsel des Aggregatzustandes innerhalb der Eismassen. Andere Vorgänge, wie Gleiten oder Umformungen durch Bruch und Regelation können mitwirken, aber nur beschränkt, weil wir mit der Eisbewegung jene Umlagerungen verbunden sehen, die nur durch einen Uebergang durch den flüssigen Zustand erklärt werden können. Die Bewegung hängt nicht, wie beim Wasser, vom Niveau, sondern von der Mächtigkeit ab, da mit dieser der Druck, der die inneren Umlagerungen bedingt, wächst. Das Eis strömt in der Richtung der Entlastung; es vermag ein tiefes Meer zusammenhängend nicht zu durchströmen, weil es dort durch die Tragkraft des Wassers ganz entlastet wird. Es strömt im Meere so lange, als es noch auf dem Boden lastet. Dann zerbricht es in Eisberge, die davonschwimmen. Auf dem Lande hängt die Bewegung und ihre Richtung von Mächtigkeitsdifferenzen ab.

Beim Strömen auf dem Lande können kräftige Wirkungen auf den Untergrund ausgeübt werden, da die relativ stärkste Bewegung des Eises gerade in den untersten Lagen erfolgt. So können Schrammungen, Polituren und Stauchungen lockeren Erdreichs entstehen. Auch Aushöhlung von Seebecken ist möglich; es ist indessen zu bemerken, dass die erodirende Thätigkeit des Eises mehr auf eine Verlängerung, als auf eine Vertiefung der Seebecken hinarbeitet, da sie von Mächtigkeitsdifferenzen abhängt. In dem Vorlande von Gebirgsregionen sind die Bedingungen für Seebildungen gegeben.

Der Transport von Schutt im Eise ist nur eine Folge der Bewegung; er kann auch unter dem Eise erfolgen, da die relativ starke Bewegung der untersten Eislagen die Unterlage in Mitleidenschaft ziehen muss, wie das auch in Grönland an sichtlich von dem Untergrunde losgebrochenen und fortbewegten Steinen, sowie an Schuttfaltungen beobachtet wurde. Für die Bewegung der Grundmoräne giebt es indessen eine bestimmte Grenze, da die bewegende Kraft im Eise liegt und in der reinen

Grundmoräne bald in Folge der inneren Reibung zum Stillstand gelangen muss. Mächtige Grundmoränenbildungen können nicht zusammenhängend bewegt werden; die Grenzen werden durch die Dicke des Eises bestimmt. Die Aufschüttung der Randmoränen, welche den Endmoränen der nordeuropäischen Vereisung vollkommen entsprechen und bisweilen die Höhe des Eises überragen, erfolgt durch die schwellende und aufquellende Bewegung in den Randgebieten des Eises. Die Åsar sind als spätere Faltungen fluvioglacialen Untergrundes am Rande des Eises zu erklären. Die Drumlins entstehen in Folge von Mächtigkeitsdifferenzen im Eise. Die Grundmoränenlandschaft entsteht in derselben Weise, wie die Randmoränen, und kann besonders an dem äusseren Rande von Bodensenkungen zur Ausbildung kommen. So lassen sich die Erscheinungen des Diluvium vollkommen durch Eisbewegung erklären. Da das Eis sich stets in der Richtung der Entlastung bewegt, vermag es Höhen und Tiefen eines Landes zu überströmen. Ein flaches Meer, wie die Ostsee, kann zusammenhängend durchmessen werden; in einem tieferen Meer muss das Inlandeis aber in Eisberge zerbrechen, sowie die Tiefe des Meeres den Betrag von etwa $^4/_5$ der Eisdicke übertrifft.

In der anschliessenden Debatte bemerkte zunächst Herr Keilhack, dass die Entstehung der Åsar durch Aufpressung des Untergrundes seitens des Gletschereises an seinem Rande, wie Herr v. Drygalski sie als wahrscheinlich annehme, nicht zutreffen könne, da die ihm bekannten Åsar, wenigstens in Nord-Deutschland, nur horizontale Schichtung zeigen.

Herr v. Drygalski erwiderte, dass die gewölbte Schichtung der Åsar durchaus gewöhnlich und auch in der Literatur beschrieben sei.

Herr Vogt (Christiania) schliesst sich dem für die schwedischen,

Herr Wahnschaffe für in Esthland beobachtete Åsar an; die Wölbung letzterer führt Redner auf spätere Wirkung des Eises, auf die fluvioglacialen Åsgebilde zurück.

Herr Berendt empfiehlt eine Trennung der Åsar mit horizontaler und gewölbter Schichtung, während

Herr Gottsche (Hamburg) bemerkte, dass in Finland Endmoränen und Åsar schwierig zu scheiden seien, da Blockpackung bei beiden sich einstelle. Zugleich wies Redner noch auf die lehrreichen Photographien charakteristischer grönländischer Gletscherbildungen hin, die in dem von Herrn v. Drygalski verfassten Bericht über seine Expedition enthalten sind.

Herr v. DRYGALSKI sieht das charakteristische Merkmal der Åsar in der Führung fluvioglacialen, gerundeten Geröllmaterials; die tectonische Structur kann neben den gewöhnlichen Wölbungen stellenweise auch horizontale Lagerung zeigen, da ein solcher Wechsel bei Faltungen am Rande des Eises zu beobachten ist.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

HAUCHECORNE. BEYSCHLAG. SCHEIBE.

Verhandlungen der Gesellschaft.

1. Protokoll der April-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. April 1898.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der März-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft ist als Mitglied beigetreten:
Herr Dr. Carl Beck in Stuttgart,
vorgeschlagen durch die Herren Branco, Fraas und Philippi.

Herr Ebert sprach über neuere Aufschlüsse im oberschlesischen Steinkohlengebirge.

In einem Vortrage über die Ergebnisse der Tiefbohrungen Oberschlesiens konnte ich seiner Zeit schon über den grössten Theil des Gebirges völlige Klarheit der Lagerungsverhältnisse darlegen. Der 1600 m mächtige Verwurf wurde von Orlau über Jastrzemb, Rybnik, Stein bis Gleiwitz nachgewiesen, sein weiterer Verlauf nach Norden blieb jedoch zweifelhaft, da Aufschlüsse fehlten. Ferner war auch die Abgrenzung der Beuthener Mulde im Westen noch erforderlich.

Im vorvorigen Jahre erhielt ich die Aufforderung von der Direction der Donnersmarkhütte nördlich von Zabrze, eine Bohrung, die auf der Concordia-Grube gemacht war, zu untersuchen. Dieselbe hatte sich in einem Verwurf bewegt, in dem das Einfallen bis 70° stieg. In der Tiefe fand sich marine Fauna. Es war sofort klar, dass dieser Verwurf nicht mit der Beuthener Mulde zusammenhing, sondern entweder ein Parallel-Verwurf mit

dem Hauptverwurf oder dieser selbst sein musste. Es war ein glücklicher Zufall, dass auf der Grube 4 Querschläge von O. nach W. gingen. Dieselben wurden nun zur Klärung der Verhältnisse nach W. abgebaut und erreichten sämmtlich den Verwurf. In einem Querschlage war das Heinitzflötz am Verwurf 6 m in das Hangende geschoben. Ein Querschlag wurde nun über den Verwurf hinaus fortgeführt. Es traf nur noch liegende Schichten mit wenigen Flötzen und einzelne Schichten mit mariner Fauna. Es war somit erwiesen, dass es der Hauptverwurf war. Derselbe verlässt von Gleiwitz ab, ebenso wie von Rybnik nach Stein das Normal-Streichen SWS.—NON. und streicht in SW.—NO. bis Zabrze, um dann wieder auf der Concordiagrube in's Normal-Streichen zurückzukehren.

Von der Direction wurde auch die Frage gestellt, ob ich der Ansicht wäre, dass auf einem ca. 1 Meile nördlich von der Concordiagrube gelegenen Grubenfelde die Fortsetzung des Nordflügels der Beuthener Mulde zu erwarten wäre. Ich bejahte die Frage, und in einer demnächst ausgeführten Bohrung wurden richtig die mächtigen Flötze gefunden. Auch die Flora sprach dafür. Es endigt also die Beuthener Mulde im Westen am Hauptverwurf.

Es wurden dann noch drei Privat-Bohrungen in der Gegend von Tarnowitz gemacht. Plakowitz südwestlich von Tarnowitz ergab in 105—208 Fuss Teufe Muschelkalk, von 208—393 Fuss Buntsandstein, dann Carbon und zwar liegende Schichten, was ja auch zu erwarten war, da ja das productive Carbon südlich von Tarnowitz ausstreicht. Bei Lassowitz, dicht nördlich von Tarnowitz gelegen, wurden in 84—314 Fuss Teufe Muschelkalk, dann bis 380 Fuss Buntsandstein und bis 831 Fuss Rothliegendes erschlossen. In Bohrung Vossowska nordwestlich von Tarnowitz wurde 1 m Alluvium, 22 m Diluvium und 50 m Röth erbohrt.

Eine Bohrung des Herrn Suerwordt (Breslau) und Genossen 1 ½ km südlich von Gleiwitz traf auch einen Verwurf. Es ist dies der 70 m Verwurf, der mit W-O-Streichen am südlichen Abhang der Sättel bislang von Kattowitz bis zur Guidogrube bei Zabrze bekannt war, also sich bis Gleiwitz ausdehnt und wahrscheinlich noch weiter, denn er ist älter als der Hauptverwurf.

Herr Loretz legte eine Anzahl Versteinerungen aus dem Lenneschiefer vor, welche er bei Gelegenheit seiner Aufnahmen und Begehungen für die kgl. preuss. geolog. Landesanstalt, an seines Wissens neuen Fundstellen, gesammelt hatte, und gab die nöthigen Erläuterungen.

Nachdem die allgemeinen Verhältnisse dieser Schichtenreihe nach petrographischer und stratigraphischer Seite und ihre Vergleichung mit der linksrheinischen Entwickelung auf Grund namentlich der Arbeiten von v. Dechen, Eug. Schulz und Waldschmidt, sowie der eigenen Forschungen vom Vortragenden erörtert waren, wies derselbe auf die Einschränkungen hin, welche die ursprüngliche Fassung des Lenneschiefers v. Dechen's später durch Eug. Schulz erfahren hat, und bemerkte, dass auch in dem noch verbleibenden Areal dieses Schiefers Reductionen vorzunehmen sein würden. Er verwies in dieser Beziehung zunächst auf die bereits früher erfolgte Mittheilung Beushausen's über das auffällige Vorkommen von *Modiomorpha bilsteinensis* (Art der Siegener Grauwacke) und mehrerer anderer Formen im Morsbachthal bei Müngsten und Eschbachthal zwischen Burg und Wermelskirchen [1]); sodann auf eigene Beobachtungen, im vorjährigen Sommer, in der Gegend von Plettenberg, und eine gemeinschaftlich mit Herrn Denckmann einige Zeit vorher unternommene Excursion im Ebbegebirge unweit Meinerzhagen.

Schon auf der geologischen Uebersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen von v. Dechen, 1883, ist das Ebbegebirge vom Lenneschiefer unterschieden worden. In Uebereinstimmung hiermit überzeugt man sich leicht, dass weder die weichen, fast tuffartigen Schiefer, noch die festen, arkoseartigen bis fast conglomeratischen Grauwackenbänke, welche man in jener Gegend beim Aufsteigen auf die Gebirgshöhe überschreitet, mit Lenneschiefer etwas zu thun haben. Die erstgenannten Schiefer sind z. Th. versteinerungsführend; in einer dunkelfarbigen Abänderung fand Herr Denckmann Beyrichien. Eine Altersbestimmung dieser Schichten lässt sich noch nicht geben. Ostwärts dürften sie nicht über das Ebbegebirge hinausreichen, wahrscheinlich werden sie durch Störungen etwa in der Gegend der Grenze der Kartensectionen (1 : 25000) Herscheid und Attendorn, also noch ziemlich weit vom Lennethal, abgeschnitten; westwärts wahrscheinlich ähnlich. Schon topographisch erscheint das Ebbegebirge innerhalb des Lenneschiefergebietes als etwas Fremdartiges.

Durch die Stadt Plettenberg zieht sich zwischen beiderseits höher aufragenden Lenneschieferbergen in südwest-nordöstlicher Richtung, südwestwärts ziemlich breit (Elsethal), nordostwärts nach der Einsattelung bei Bracht sich zusammenziehend, eine Depression, welche von mildem, stark geschiefertem, gelblichbraun verwittertem (frisch sehr dunklem) Thonschiefer eingenommen

---

[1]) Diese Zeitschrift, XLVIII., 1896, p. 422. — Ferner Abh. kgl. preuss. geol. L.-A., N. F., Heft 17, 1895, p. 21, Anm.

wird, der vom Lenneschiefer ohne Zweifel verschieden ist und gegen denselben wohl unregelmässig abschneidet; etwa die Hälfte der Stadt steht auf jenem Thonschiefer. Er zieht sich weiter in's Lennethal hinein und steht bei und gegenüber Schwarzenberg an, hier in Berührung mit Keratophyr, resp. Tuffen von solchen.[1]) Nur ungenügendes Material an Versteinerungen hat Vortragender bis jetzt in diesem Schieferzuge gefunden. — Etwas weiter südlich, bei Himmelmert, sah der Vortragende ebenfalls dunklen, weichen, dem von Plettenberg wohl gleichstehenden Thonschiefer, der unregelmässig gegen Lenneschiefer abstösst und möglicherweise von hier sich an der nördlichen Seite des Ebbegebirges weiterzieht. Er hofft diese Verhältnisse weiter verfolgen zu können.

Was nun die von ihm aufgefundenen, hier vorgelegten Versteinerungen, wobei einiges Neue, betrifft, so sei zunächst die *Ammigenia rhenana* Beush. erwähnt, welche an einer Stelle der Strasse zwischen Haspe und Vörde (auf Blatt Hagen der topogr. Karte 1 : 25000) in einer Grauwackensandsteinbank in zahlreichen Exemplaren enthalten ist; das dortige Vorkommen scheint in jeder Beziehung dem von Gräfrath, von wo es durch Beushausen beschrieben ist[2]), zu entsprechen.

Sodann fand sich in einem kleinen Steinbruch im Thalgrunde nordwärts von Jellinghausen (ebenfalls auf Blatt Hagen) eine Grauwackenschieferbank, welche ganz erfüllt ist von durch Gebirgsdruck fast durchweg verzerrten Sculptur-Steinkernen einer *Modiomorpha* (cf. *westfalica* Beush.)[3]) Dieselbe Bank enthält minder zahlreiche Exemplare einer grossen Art von *Bellerophon* mit rasch erweiterter, trompetenartiger Mündung, ähnlich einigen derartigen Formen, welche Hall abbildet und beschreibt.[4]) Daneben findet sich noch ein kaum bestimmbares *Euomphalus*-artiges Gastropod.

Einige weitere Versteinerungen lieferte ein Steinbruch ganz nahe dem nördlichen Rande des Lenneschiefergebirges, am Ausgange des Hasperbachthales bei Haspe (Blatt Hagen). In dunklem Grauwackenschiefer fand sich hier eine Anzahl Exemplare eines

---

[1]) Ihm gehört sehr wahrscheinlich der von Mügge, N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. VIII, p. 627, erwähnte Griffelschiefer an.

[2]) Kurz erwähnt in dieser Zeitschrift, XLII, 1890, p. 171; ausführlich beschrieben im Jahrbuch der kgl. preuss. geol. L.-A. für 1890, p. 1—10.

[3]) Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon etc. Abh. kgl. preuss. geol. L.-A., N. F., Heft 17, 1895, p. 26 ff.

[4]) Vergl. z. B. Geolog. survey State of New York, V, (2), 1879, t. 24, f. 17 ff. (Chemung group.)

ganz ähnlichen, nur kleineren *Bellerophon*, ausserdem einige wenige einer *Discina*, sowie einige ungenügend erhaltene Zweischaler. Unter schlecht erhaltenen vegetabilischen Resten, die ebenfalls hier vorkommen, ergab sich auch ein besseres Stück, welches Herr POTONIÉ die Gefälligkeit hatte zu bestimmen, und zwar als *Sphenopteris (Rhodea) Condrusorum* GILK.

Am meisten Interesse bietet eine in der Nähe von Altena gelegene Sammelstelle. Es findet sich dort auf der Höhe der rechten Seite des Lennethals bei der kleinen Ortschaft Eileringsen (Blatt Iserlohn) in ziemlich feinkörnigem, graugrünlichem, gelb verwitterndem Grauwackensandstein des Lenneschiefers eine vorwiegend aus Lamellibranchiaten, daneben auch Brachiopoden, einigen Gastropoden u. a. m. bestehende Fauna, deren recht gut erhaltene Steinkerne die Schichtflächen ganz nach Art des Spiriferensandsteins in grosser Menge bedecken. Nach gefälliger vorläufiger Bestimmung des Herrn BEUSHAUSEN sind hier folgende Arten vertreten:

1. *Orthoceras* sp.
2. *Bellerophon* aff. *lineatus* GOLDF.
3. — cf. *tumidus* SANDB.
4. — aff. *compressus* SANDB.
5. *Loxonema?*
6. *Euomphalus* sp.
7. *Palaeosolen belgicus* KAYS.
8. *Grammysia bicarinata* GOLDF.
9. — *laevigata* KAYS.
10. *Sphenotus clavulus* HALL.
11. — sp. (*Modiomorpha subangulata* bei KAYS.)
12. *Goniophora* sp.
13. *Cardiomorpha Dewalquei* KAYS.
14. *Myophoria* aff. *Roemeri* BEUSH. (vgl. *chemungensis* var. *quadrangularis* HALL).
15. *Nyassa subalata* HALL.
16. *Ctenodonta?* sp.
17. *Myalina goënsis* KAYS.
18. *Avicula* cf. *fenestrata* GOLDF.
19. — cf. *concentrica* RÖM.
20. *Spirifer inflatus* SCHNUR.
21. *Rhynchonella* cf. *daleidensis* F. RÖM.
22. *Rensselaria amygdala* GOLDF.
23. Crinoidenstiele.

Die Arten 2, 3, 5, 7, 9, 10, 11, 13, 15, 17, 19, 21 kommen auch in Belgien vor, von wo sie Herr E. KAYSER beschrieben

hat.[1]) Hervorzuheben sind ausserdem die verwandtschaftlichen Beziehungen einiger der hier aufgezählten Formen (besonders 10 und 15) zu amerikanischen, von Hall beschriebenen Vorkommnissen der Hamilton (und Chemung) group.

Herrn Beushausen, welcher die Freundlichkeit hatte, das an den verschiedenen Oertlichkeiten gesammelte Material an Versteinerungen durchzusehen und zu bestimmen, und auf die Beziehungen der Fauna von Eileringsen zu den genannten auswärtigen Vorkommnissen aufmerksam zu machen, sprach Vortragender seinen ganz besonderen Dank aus.

Bei dem Interesse, welches die letztgenannte Fauna bietet, sollen die Aufsammlungen an der betreffenden Stelle fortgesetzt werden.

Herr Beushausen betonte, dass die vorgelegten Versteinerungen deshalb von grosser Bedeutung seien, weil sie die Facies des rheinischen Unter-Devon bis in das obere Mittel-Devon fortsetzen und so eine Verbindung zu den entsprechenden Vorkommnissen in England bilden.

Herr Kosmann machte dazu einige Bemerkungen über Erzvorkommnisse im Gebiet der Lenneschiefer.

Herr E. Zimmermann besprach die geologischen Verhältnisse der Gegend von Gera an der Hand des gleichnamigen Blattes (1 : 25000) der Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten, welches er 1896 für die Herausgabe der 2. Auflage revidirt hatte, nachdem die 1873 von K. Th. Liebe aufgenommene 1. Auflage vergriffen war.

Der schnelle Absatz dieses zur 13. Lieferung gehörenden Blattes dürfte, da sich sonst bisher nur von Blättern der ersten, von Beyrich bearbeiteten Lieferung, und von Blatt Jena zweite Auflagen nothwendig gemacht haben, vor Allem auf die grosse Zuverlässigkeit der Aufnahme und auf den persönlichen Einfluss Liebe's zurückzuführen sein.

Das Blatt Gera ist durch die Zahl der darauf vertretenen Formationen, durch die Mannichfaltigkeit der Gesteine nach Art, Bildungsweise und ursprünglichen, wie nachträglichen Lagerungsverhältnissen, durch Fossilreichthum wenigstens der Zechsteinformation, gute Aufschlüsse, bequeme Zugänglichkeit und landschaftliche Anmuth für Lehr- und Lernzwecke ausserordentlich geeignet; es hat ausserdem das historische Interesse, dass Liebe,

---

[1]) Sur une faune du sommet de la série rhénane à Pepinster, Goé et Tilff. Annales soc. géol. de Belg., XXII. Mémoires.

fast ganz Autodidakt, hier zum ersten Male das thüringische paläozoische Schiefergebirge eingehend gegliedert und dadurch die für seine und seiner Nachbarn und Nachfolger künftigen Aufnahmen maassgebend gewordene und gebliebene Eintheilung geschaffen hat.

Der geologische Bau, im Grossen betrachtet, ist ein einfacher, im Einzelnen allerdings ein mannigfach verwickelter. Man kann 4 grosse Schichtengruppen unterscheiden: erstens das erzgebirgisch gefaltete paläozoische Schiefergebirge, dessen älteste Schichten (phycodenführendes Obercambrium) im SO. auftreten, zugehörig zur Achse des „Ostthüringischen Hauptsattels“, während nach NW. (soweit über Tage aufgeschlossen) immer jüngere Schichten (bis zu der von Ober-Culm eingenommenen Achse der „Ostthüringischen Hauptmulde“) folgen, unter einander concordant, in sich aber sehr vielfach kleingefaltet und ausserdem transversal geschiefert, mit Einfallen der Schieferung nach NW. Silur und Devon bilden also den Mittelschenkel zwischen den genannten beiden Hauptfalten. Dieser Mittelschenkel tritt vom südlichen Nachbarblatte Weida her, sich mehr und mehr verschmälernd und im Streichen aus NO. sich immer mehr gegen N. drehend, schliesslich mit nur noch $1^1/_4$ km Breite auf Blatt Gera über. Diese Verschmälerung beruht z. Th. auf immer steilerer Aufrichtung des gesammten Schichtencomplexes, z. Th. auf Ausquetschung einzelner Glieder entlang (annähernd) streichender Verwerfungen. Lossen hat hierin ein Beispiel für seine bekannte Korkzieherfalten-Theorie gesehen, doch fehlen in dem hier besprochenen Gebiete jene starken Dynamometamorphosen, die mit solchen Falten verknüpft sein sollen. Wenig nördlich von dem Südrand des Blattes Gera breiten sich die Silur-Devon-Schichten wieder ausserordentlich aus, d. h. sie legen sich in ihrer Gesammtheit flacher und lassen dann naturgemäss mehrfach Falten zweiter Ordnung hervortreten. Ueber die schmale Zone, innerhalb deren — also ziemlich plötzlich — diese Ausbreitung erfolgt, zieht eine hercynische Verwerfung und Zechstein-Buntsandstein hinweg, über die nachher noch zu sprechen ist. — Unter den Gesteinen herrschen Thonschiefer vor, Kalksteine treten sehr zurück; Quarzite sind im Unter-Silur und Unter-Devon ausgeschieden, Kieselschiefer im Mittel-Silur; Grauwacken setzen besonders den Oberen Culm zusammen. — Von Versteinerungen sind Graptolithen, Tentaculiten, Nereiten und Cypridinen stellenweise recht häufig, andere Versteinerungen recht selten; aus dem Culm von Gera stammt das zuerst beschriebene Exemplar von *Dictyodora*. — Von Eruptivgesteinen treten vereinzelt Diabase auf.

Die zweite Hauptschichtengruppe wird gebildet von den auf denen der ersten Gruppe discordant und übergreifend gelagerten

Schichten des Oberrothliegenden bis zum Mittleren Buntsandstein. Sie sind sämmtlich fast ungefaltet und stets nur sehr schwach geneigt; das Fallen findet meist gegen N. und W. statt, nur im Norden des Blattes wird ein sehr flacher Sattel in ONO.-Richtung durch Südfallen angedeutet; den Osttheil der zugehörigen Mulde bildet das halbkreisförmige Geraer Becken, in welchem man resultatlos auf Steinkohlen gebohrt hat. In diesem Becken allein sind alle Schichten unterbrechungslos über einander zu finden, im Nordosten davon fehlt das Oberrothliegende und es liegt bald der Untere, bald der Mittlere oder Obere Zechstein unmittelbar dem älteren Gebirge auf; im Süden, ungefähr von der Gegend der schon genannten hercynischen Verwerfung ab, beginnt die Schichtenfolge sogleich mit dem unteren Letten des Oberen Zechsteins, stellenweise vielleicht sogar gleich mit dem Buntsandstein. Das plötzliche Aussetzen des bis 300 m mächtigen Oberrothliegenden (meist rothe Conglomerate von Gesteinen aus geringen Entfernungen) erinnert an das gleiche Verhalten auf dem Blatte Wutha bei Eisenach; eine gute örtliche Specialbegründung dieses Verhaltens ist nicht leicht. — Das Rothliegende von Blatt Gera gleicht dem der Stufen ro1 und ro2 des Erzgebirgischen Beckens, während einerseits die Stufe ro3 bei Gera, andererseits Unterer und Mittlerer Zechstein im genannten Becken fehlen. Gutbier, Geinitz und Naumann haben bekanntlich daraufhin die überdies dolomitreiche, örtlich auch schwach kupferhaltige Stufe ro3 als „limnisches Aequivalent des Unteren und Mittleren Zechsteins“ bezeichnet. Liebe wollte davon nichts wissen, sondern er nahm an, dass in Sachsen der Obere Zechstein übergreifend auf ro3 lagere, wie er ja auch auf anderen Schichten übergreifend lagere; dementsprechend musste er annehmen, dass ro3 bei Gera überhaupt nicht oder — ununterscheidbar — durch die oberen Theile von ro2 vertreten sei. — Der Untere Zechstein tritt in drei Facies auf: einer geschichteten kalkigmergeligen Brachiopodenfacies (von Liebe als „Tiefseefacies“ bezeichnet), einer geschichteten dolomitischen Bivalvenfacies („Strandfacies“) und einer räumlich sehr untergeordneten, ungeschichteten, dolomitischen Rifffacies; letztere ragt auch noch in den Mittleren Zechstein hinein. Dieser seinerseits lässt unten gewöhnliche, d. h. feinkörnige bis dichte, oder auch krystallinisch umgewandelte und dann meist zu „Dolomit-Sand“ zersetzte dolomitische Kalke und Mergel, oben aber fein- bis groboolithische Gesteine erkennen, letztere z. Th. mit schöner Schrägrichtung. Zellendolomite (= Rauchwackenbreccien), Stinkschiefer und Anhydrit fehlen im Mittleren Zechstein Geras. Der Obere Zechstein besteht unten aus gyps- uud salzführenden, bunten Letten, in der

Mitte aus Dolomit, oben wieder aus bunten, meist rothen Letten; der Dolomit selber wieder ist unten dünn- und ebenschichtig, oben dick- und grobbankig oder eigenthümlich knollig; der ganze Obere Zechstein führt — örtlich z. Th. in grosser Menge — die als Schaumerde bekannte Aragonit-Pseudomorphose nach Gyps. Vom Buntsandstein, der übrigens die ganze Westhälfte des Blattes einnimmt, sei hier nur das bis 8 m mächtige Conglomerat an seiner Basis erwähnt, welches aus erbsen- bis fast faustgrossen Geröllen südlicher Herkunft besteht; zollgrosse Orthoklaskrystalle aus porphyrischen Graniten sind massenhaft als Gerölle eingebettet, Porphyre und cordieritführende Granitcontactgesteine des westlichen Erzgebirges sicher bestimmbar; dieses Lager keilt sich nach NW. hin aus; hauptsächlich ausgebildet ist es in der Gegend der schon genannten hercynischen Verwerfung, die vom Dorfe Pohlen bis gegen Röppisch verfolgbar ist und das Schiefergebirge im Nordost gegen den Buntsandstein im Südwest abschneidet.

Weil in der Umgebung dieser langen Verwerfung der Obere Zechstein (ohne Unteren und ohne Rothliegendes) plötzlich buchtartig weit gegen SO. übergreift und der Buntsandstein ebenda ein offenbares Flussschotterdelta (das eben genannte Conglomerat) einschliesst, kann man vielleicht annehmen, dass in der frühen Zechsteinzeit an dieser Verwerfung zum ersten Male ein Einbruch erfolgt und so eine Meeresbucht gebildet worden ist, dass aber nach der Buntsandsteinzeit von Neuem daran Absinkungen stattgefunden haben. Die hierdurch von Neuem geschaffenen Niveauunterschiede müssen aber in oder vor der Oligocänzeit wieder ausgeglichen worden sein, da die Kiese dieser Periode sich (bei dem Dorfe Niebra) ungestört und gleichmässig über die Verwerfung hinweglegen. — Diese Verwerfung wie eine ganze Reihe kleinerer sind auf Blatt Gera erst neuerdings als solche erkannt worden.

Die genannten Kiese, begleitet von Sanden und Thonen, bilden die dritte Hauptschichtengruppe des Blattes, wenn auch ihre Mächtigkeit 10 m vielleicht nicht überschreitet. Sie stellen z. Z. nur noch kleine, inselförmige Ueberreste dar, welche sich linear dem heutigen Elsterthal entlang ziehen, eine Terrasse bald rechts, bald links vom heutigen Flusse bedeckend, immer in ungefähr gleichem Niveau über diesem, und so also einen alten Elsterlauf anzeigend, der bis Oelsnitz, also nahe dem heutigen Elsterquellgebiet, aufwärts verfolgt werden kann, abwärts aber sich in die Zeitz-Weissenfelser Bucht mit ihren Braunkohlen-Ablagerungen ergossen hat und daraus seinem Alter nach als oligocän bestimmbar ist. Die einförmige Zusammensetzung dieser Kiese, fast ausschliesslich aus Quarz und Kieselschiefer, trotz der geologischen Mannichfaltigkeit des Quellgebietes, hat der Vortragende

früher schon einmal auf accumulative Verwitterung, verbunden mit fehlender Erosion in der voroligocänen Zeit zurückgeführt (siehe diese Zeitschr. 1893, p. 324).

Die vierte Schichtengruppe bildet das Quartär. Echter nordischer Geschiebelehm ist im Nordtheile des Blattes sicher vorhanden, gemischte altdiluviale Schotter ebenfalls. Welche von den Elsterschottern prä-, inter- und postglacial sind, bedarf noch weiterer Verfolgung. — Erwähnt sei hier noch die dicht bei Gera gelegene Lindenthaler Hyänenhöhle mit ihrer reichen, von Liebe beschriebenen Fauna. — Die vom Vortragenden früher schon einmal behandelte gesetzmässige Einseitigkeit in der Gestaltung der kleinen Thäler und in der Verbreitung der Lehm- und Lösslager darin (s. diese Zeitschr. 1894, p. 493—500) tritt auf Blatt Gera wieder besonders deutlich hervor.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Hauchecorne. Scheibe. Jaekel.

2. Protokoll der Mai-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 4. Mai 1898.

Vorsitzender: Herr HAUCHECORNE.

Das Protokoll der April-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr FRITZ TORNAU, Bergbaubeflissener in Friedrichsfelde bei Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren FIEBELKORN, KRAUSE und KLAUTSCH;

Herr Dr. KARL GORGANOVIĆ-KRAMBERGER, ordentlicher Professor und Director des geol.-paläont. Museums der Universität in Agram (Kroatien),
vorgeschlagen durch die Herren JAEKEL, JOH. BÖHM und PHILIPPI.

Herr M. KOCH sprach über die Umdeutung der geologischen Verhältnisse im Unterharz.[1])

Die früheren Auffassungen (I.) und die den gegenwärtigen Stand unserer Kenntniss entsprechenden Anschauungen (II.) über Gliederung und Altersfolge der Schichten im Unterharz wurden in der folgenden Uebersicht zusammengefasst:

	I.	II.
Culm.		Grauwacke. Elbingeroder Grauwacke; Tanner Grauwacke d. Nordrandes. (?) Posidonienschiefer. (Zorger Schiefer) mit *Posid. Becheri* u. s. w. Culmkieselschiefer u. -adinole mit *Clad. Michelini*, *Phill. aequalis* u. s. w. (Hauptkieselschiefer z. Th.)

[1]) Siehe auch diese Zeitschrift, 1897, p. 7.

Ober-Devon.	Cypridinenschiefer. Hartenberg.		Cypridinenschiefer. Hartenberg, Büchenberg, Hüttenrode; Hasselfelde.
			Jüng. Schalstein. Büchenberg.
			Clymenienkalk. Büchenberg, Meiseberg u. Scheerenstieg.
	Goniatitenkalk des unt. Ober-Devon m. *Card. angulifera*, Rübeland (nach F. A. Römer).		Goniatitenkalk d. unteren Ober-Devon (Adorfer Kalk), Rübeland, Meiseberg.
	Iberger Kalk.		Iberger Kalk. Elbingerode und Rübeland.
	Schalstein. Elbingerode u. Hüttenrode.		
Mittel-Devon.	Stringocephalenkalk u. -Eisenstein, Elbingerode u. Hüttenrode.		Stringocephalenkalk u. -Eisenstein von Elbingerode und Hüttenrode, a. Kalkstein m. d. F. v. Martenberg i. Westf. (*Anarc. cancellatus, Maeneceras terebratum, Tornoc. cinctum* etc.) Büchenberg.
	Elbingeroder Grauwacke.	Ilsenburg- (Bruchberg-) Quarzit.	b. Kalkstein, Eisenstein u. Tuffe m. Brachiopodenfauna und Crinoidenbänken. Tännichen, Lindenstieg, Hüttenrode, Garkenholz b. Rübeland (hier *String. Burtini* u. *Calc. sandalina* nach E. Kayser); Korallenkalk vom Hartenberg u. Hüttenrode.
	Zorger Schiefer.		
	Hauptkieselschiefer.		Aelterer Schalstein m. Diabas u. Keratophyr. Elbingerode u. Hüttenrode.
	Oberer Wiederschiefer mit Diabas u. Kalkstein.		Wissenbacher Schiefer mit Diabas u. Kalkstein (= Oberer Wieder Schiefer; obere Stufe d. unteren Wiederschf. z. Th.) Fauna d. Wissenb. Schf.: Klosterholz, Schwengskopf, Drengethal, Eisergrund, Herzogl. Weg und Silberhornsgrund, Braune Sumpf und Ziegenkopf b. Blankenburg.
			Cephalopodenkalk des unt. Mittel-Devon (unt. Stufe d. unt. Wiederschiefer z. Th.). Thonmühlenkopf am Tännenthal (nach F. A. Römer), Schwengskopf, Meiseberg, Hasselfelde u. s. w.; Kalksteine m. der Fauna der Greifensteiner Kalke, Schwengskopf.
Unter-Devon.	Hauptquarzit m. d. F. von Elend, Andreasberg, Drengethal, Michaelstein, Langenberg u. Astberg, Krebsbachthal b. Mägdesprung.		Hauptquarzit (Obercoblenz). Ausser den nebenstehenden Fundpunkten: Klosterholz, Südostseite d. Bruchberg-Acker (Jagdhaus u. s. w.).
	Unt. Wiederschiefer. a. Obere Stufe, Graptolithenschiefer mit Diabas u. Kalkstein (Harzgeroder Ziegelhütte u. s. w.) b. Unt. Stufe. Schiefer m. Kalkstein- (m. Hercynfauna), Kiesel-, Wetzschiefer u. Grauwackeneinlag.		Hercynkalke (unt. Stufe d. unteren Wiederschf. z. Th.) mit *Spirifer hercyniae, Decheni, Rhynch. princeps, Pent. costatus, Ling. Ilsae* u. s. w. Klosterholz, Scheerenstieg, Schneckenberg u. s. w.
	Tanner Grauwacke.		

Silur.		Graptolithenschiefer m. Diabas (Ob. Stufe d. unteren Wiederschiefer). Schwarze Kalke m. *Cardiola interrupta*, Tännenthal b. Oehrenfeld; dunkle Kalke m. Kiesel-, Wetz- u. Alaunschiefer (unt. Stufe d. unteren Wiederschiefer z. Th.). Zone südlich Wernigerode. Ilsenburg- (Bruchberg-) Quarzit. Tanner Grauwacke d. Sattelaxe (?).

Hieran anschliessend machte der Vortragende nähere Mittheilungen über die schon früher[1]) kurz berührten Ergebnisse seiner Untersuchungen im Klosterholz bei Ilsenburg, welche den Anstoss zu einem Theil der oben aufgeführten Aenderungen gegeben haben. Die durch umfangreiche Aufgrabungen unterstützten Untersuchungen haben nicht nur die Richtigkeit der Angaben F. A. Römer's über das Auftreten von Spiriferen-Sandstein (Hauptquarzit) und Wissenbacher Schiefer[2]) neben den bekannten Klosterholz-Kalken bestätigt, sondern auch über die stratigraphischen Beziehungen dieser drei Stufen untereinander wie zur Tanner Grauwacke am Nordrande des Gebirges und zum Ilsenburg-Quarzit (= Bruchberg-Quarzit) Aufklärung gegeben.

Die künstlichen Aufschlüsse im Klosterholz sind bislang die einzigen im Harz, an denen in zusammenhängenden und ungestörten Profilen sowohl das Hangende wie Liegende des Hauptquarzits hat festgestellt werden können. Im Hangenden des letzteren mit seiner typischen Fauna stehen in stellenweise grosser Mächtigkeit Thonschiefer mit Diabas-, Kalkstein- und Grauwacken-Einlagerungen an, deren Zugehörigkeit zu den Wissenbacher Schiefern auf Grund ihrer ziemlich reichen Fauna noch vom verstorbenen Beyrich, später auch von Herrn Beushausen bestätigt worden ist. Da die Schiefer die Stelle einnehmen, welche weiter östlich im Unterharz die Oberen Wiederschiefer inne haben, lag der Schluss nahe, dass Oberer Wieder- und Wissenbacher Schiefer ident seien. Durch Auffindung von Wissenbacher Fauna an mehreren Punkten (Büchenberg, Eisergrund, in jüngster Zeit Drengethal und Schwengskopf westlich von Wernigerode) in der vom Brockenmassiv bis gegen Blankenburg fortsetzenden Zone der Oberen Wiederschiefer nördlich der Elbingeroder Devonablagerungen, hat sich diese Auffassung als vollkommen richtig erwiesen, damit aber auch die Angabe F. A.

[1]) a. a. O., p. 17.
[2]) Palaeontographica. Beiträge 5, 1866.

Römer's über die grosse Ausdehnung der Wissenbacher Schiefer am Nordabfall des Gebirges bestätigt. (Siehe Darstellung F. A. Römer's auf der Prediger'schen Karte, Bl. Wernigerode.) Durch den Oberen Wiederschiefer allein ist die Verbreitung des Wissenbacher Schiefers in diesem Theile des Gebirges nicht abgegrenzt. Es fällt demselben auch das breite Band der Unteren Wiederschiefer mit zahlreichen Diabas - Einlagerungen zu, welches sich nach Norden hin an den Oberen Wiederschiefer anschliesst, denn auch in diesem hat sich mehrorts (Wellbornskopf, Hartenberg, Braune Sumpf und Ziegenkopf bei Blankenburg) Wissenbacher Fauna nachweisen lassen.

Nicht minder wichtig sind die künstlichen Aufschlüsse für die Horizontirung der Hercynkalke des Klosterholzes. An den Hauptquarzit schliessen sich nach unten hin nicht Graptolithen-Schiefer, wie es die frühere Gliederung verlangt, sondern unreine Kalke und kalkige Grauwacken mit der reichen, von Jasche Ende der 20er Jahre entdeckten Fauna an. Da sie zweifellos das regelrecht Liegende des Hauptquarzits darstellen, ist für die Graptolithen-Schiefer an der Basis des letzteren kein Platz. Durch diesen Nachweis sind die Gründe, die für Einreihung der Graptolithen-Schiefer in's Unter-Devon früher maassgebend waren, hinfällig geworden; die Schiefer konnten daher dem Silur, wohin F. A. Römer das Lauterberger Vorkommen schon richtig gestellt hatte[1]), zurückgegeben werden.[2]) Welche der zahlreichen zum Hercyn gerechneten Kalkvorkommen des Unterharzes sich in ihrer Stellung den Klosterholz-Kalken anschliessen, wird sich in befriedigender Weise erst nach Revision der bereits publicirten Blätter des Süd- und Ostharzes entscheiden lassen. Soviel steht schon ohnedies fest, dass sich die auf jenen Blättern und der Uebersichtskarte verzeichneten, für im Wesentlichen altersgleich angesehenen[3]) Hercynkalke auf so ziemlich alle Stufen vom Ober-Devon bis zum Silur herab vertheilen. Soweit bisher erkannt, gehören dem Ober-Devon (Clymenien-Kalk und Adorfer Kalk) an Kalke vom Meiseberg und Scheerenstieg[4]); den Cephalopoden-Kalken des Unteren Mittel-Devon Vorkommen vom Thonmühlenkopf bei Oehrenfeld, Hasselfelde, Laddeckenberg bei Wieda, Joachimskopf bei Zorge[5]), Meiseberg, Sprakelsbach, Schwengs-

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1855, p. 540.

[2]) Vergl. diese Zeitschr., 1897, p. 17.

[3]) E. Kayser, Die Fauna der ältesten Devonablagerungen im Harz. Abhandl. zur geol. Specialk. v Preussen u. d. Thür. Staaten, II, 1878.

[4]) Beushausen, Denckmann, Koch, Neue Beobachtungen aus dem Unterharz. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A., 1895, p. 127.

[5]) F. A. Römer, Palaeontographica, Beiträge, 5, 1866. Betrifft die Zustellung der Kalkvorkommen vom Thonmühlenkopf (mit *Orth.*

kopf bei Wernigerode[1]; dem Unter-Devon als kalkige Facies des rheinischen Unter-Devon unter den Obercoblenz-Schichten die Hercynkalke des Klosterholzes und höchst wahrscheinlich ein grosser Theil der körnigen Brachiopoden-Kalke des Ost- und Südharzes[2]; dem Silur endlich die schwarzen Kalke aus dem Tännenthal unweit Oehrenfeld, in denen JASCHE das Vorkommen von *Cardiola interrupta* nachgewiesen hat, und auf Grund der petrographischen Uebereinstimmung mit diesen, der grösste Theil der mit Kiesel-, Wetz- und Alaunschiefer verknüpften Kalke, welche sich in breiter Zone am Nordrande des Gebirges vom Panberge westlich Wernigerode bis in die Gegend von Blankenburg hinziehen.

Die Vermuthung, dass am Schwengskopf neben den Cephalopoden-Kalken (mit *Pinacites Jugleri, Anarcestes lateseptatus, Mimoceras gracile, Agoniatites* cf. *tabuloides*) auch Ober-Devon-Kalke auftreten[3], hat sich bisher nicht bestätigt. Neuere Untersuchungen haben dagegen dargethan, dass die Cephalopoden-Kalke von körnigen, grauen, stellenweis auch rothen Crinoiden- und Tentaculiten-Kalken mit der Fauna der Kalke von Greifenstein begleitet werden. Aus der ziemlich reichen, aber nur theilweise gut erhaltenen Fauna sind aufzuführen *Proetus*-Arten (*Pr. crassimargo* A. RÖM., *Pr.* cf. *unguloides* BARR., *Pr.* cf. *eremita* BARR. u. a. m.), *Phacops breviceps* A. RÖM., *Bronteus thysanopeltis* BARR., *Br. minor* A. RÖM., *Harpes* cf. *Montagnei* BARR., einzelne Goniatiten (*Aphyllites fidelis* BARR., *Agoniatites* sp., *Mimoceras gracile* v. M.), Gasteropoden (*Pleurotomaria humillima* BARR., *Murchisonia* sp., *Loxonema* sp.); Zweischaler (*Buchiola sexcostata, Cardiomorpha artecostata* A. RÖM., *Cypricardinia* cf. *lamellosa* GF., *Conocardium* sp.) und Brachiopoden (*Spirifer* cf. *indifferens* BARR., *Merista*-Arten, *Orthis tenuissima* BARR., *Leptaena rhomboidalis* WAHL.), ausserdem *Hyolithes striatus* LUDW., *Tentaculites acuarius* A. RÖM., *Tent.* cf. *longulus* BARR., *Styliolina laevis* RICHT., *Amplexus hercynicus* A. RÖM. Was die Lagerung dieser Kalke anbetrifft, so lässt sich zur Zeit nur angeben, dass sie sich unmittelbar an die dunklen Cephalopoden-Kalke anschliessen, in deren örtlich Hangendem sie auftreten. Zur sicheren Entscheidung über ihre stratigraphische Stellung, ob man es mit dem wirklichen oder nur überkippten Hangenden zu thun hat, bedarf es noch weiterer Ermittelungen. Für die letztere Deutung

---

regulare, Gon. lateseptatus und *subnautilinus*), Hasselfelde, Laddeckenberg und vom Joachimskopf zu den Wissenbacher Kalken.

[1]) M. KOCH, Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A. für 1895, p. 12.

[2]) Vergl. F. FRECH, Lethaea palaeozoica, I. Th., II. B., p. 190, 191.

[3]) Diese Zeitschr., 1897, p. 19.

scheint der Umstand zu sprechen, dass auf der anderen Seite der Cephalopoden - Kalke — allerdings nicht in unmittelbarem Anschluss — Wissenbacher Schiefer (mit *Cryphaeus* sp., *Strophomena minor, Bifida lepida, Hyolithes striatus, Tentaculites acuarius, Styliolina laevis* u. a. m.) auftreten.

Ueber die Aenderungen, welche die Stellung des Ilsenburgquarzits und der Tanner Grauwacke am Nordrande des Harzes durch die Untersuchungen im Klosterholz erfahren, hat sich der Vortragende schon früher ausgesprochen.[1] Der erstere ist, wie alle Aufschlüsse unzweideutig erkennen lassen, längs einer 10 bis 20° gegen SW. fallenden, mit Letten erfüllten und von Breccien der Nachbargesteine flankirten Kluft auf alle übrigen Schichten incl. der Tanner Grauwacke aufgeschoben, stellt daher das älteste Glied der Klosterholz-Ablagerungen dar. Da nach allen Autoren, die sich mit der Frage befasst haben, Ilsenburg- (= Bruchberg-) Quarzit und der Kellerwald-Quarzit (Wüstegarten-Quarzit) gleichalterige Bildungen[2] sind und für diesen durch Herrn Denckmann der Nachweis, dass er dem Silur angehört, erbracht ist[3], hat man auch jenem die gleiche Stellung einzuräumen.

Was das Alter der von Wernigerode her in das Gebiet des Klosterholzes eingreifenden Randgrauwacke angeht, so schliesst sich der Vortragende, so lange nicht bessere Gründe dagegen sprechen, der Auffassung F. A. Römer's an, der sie dem Culm zurechnete. Ausser petrographischen Gesichtspunkten (Auftreten von Conglomeraten mit Granit- und Porphyrgeröllen, Verknüpfung mit Kieselschiefer-Zonen, die wie im Oberharzer Culm neben vorwiegend echtem Lydit und Wetzschiefer auch Adinole, Eisenkiesel und rothe Schiefer führen) lässt sich dafür geltend machen, dass die Grauwacken mit ihren Kieselschiefern an verschiedenartige Glieder des Devon und Silur angrenzen: im Klosterholz an Hauptquarzit, an anderer Stelle an Hercynkalke, am Thonmühlenkopf an Mittel-Devon, im Tännenthal an Silurkalke, weiter nach Wernigerode hin am Schwengskopf an Wissenbacher Schiefer und Cephalopoden-Kalke des unteren Mittel-Devon, bei Wernigerode selbst an Silur, ein Verhalten, das in übergreifender Auflagerung der als Culm gedeuteten Schichten seine Erklärung finden würde.

---

[1]) Diese Zeitschr., 1897, p. 18.

[2]) Lossen, diese Zeitschr., 1877, p. 846, ist wohl der erste, welcher auf die Gleichwerthigkeit beider Quarzitablagerungen hingewiesen und gleichzeitig die Schichten der Nordwestseite des Kellerwaldes mit den Ablagerungen des Oberharzes, diejenigen der Südostseite mit denen des Unterharzes in Vergleich gestellt hat.

[3]) A. Denckmann, Silur und Unter-Devon im Kellerwalde. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A. f. 1896.

Zum Schluss seiner Mittheilungen führte der Vortragende Folgendes aus: Es ist kaum nöthig nochmals hervorzuheben, was ich schon gelegentlich eines früheren Vortrages[1]) betont habe, dass die hohen Verdienste Beyrich's und Lossen's um die Geologie des Harzes durch die dargelegten Umgestaltungen nicht beeinträchtigt werden. Wer die Schwierigkeiten kennt, welche das stratigraphisch wie tektonisch verwickeltste unserer Gebirge der Aufklärung entgegenstellt, und berücksichtigt, dass die Kartirung dieses complicirten Gebietes in Angriff genommen worden ist zu einer Zeit, als die einfacheren Verhältnisse der rheinischen Gebirge zum Vergleich noch nicht herangezogen werden konnten, der wird es verständlich finden, dass unter solchen Umständen auch dem Tüchtigsten Irrthümer nicht erspart bleiben konnten, dem wird es aber auch fern liegen, aus solchen Irrthümern eine herabsetzende Beurtheilung jener verdienten Harzforscher herzuleiten. Unsere jetzigen Arbeiten fussen auf denen unserer Vorgänger, und die Fortschritte in der Erkenntniss, welche sich an diese Arbeiten knüpfen, verdanken wir dem Weiterausbau dessen, was jene Männer geschaffen haben. Es ist daher schwer zu verstehen, dass der langjährige Mitarbeiter Beyrich's und Lossen's im Harz, Herr Em. Kayser, in einer unlängst veröffentlichten, gegen F. Frech gerichteten briefl. Mittheilung[2]) es für angezeigt gehalten hat, sich jetzt nach dem Tode jener Männer von ihnen loszusagen, indem er Mitverantwortung für die Gliederung der Unterharz-Schichten zurückweist und diese hauptsächlich Lossen zur Last legt. Wenn überhaupt von einer Verantwortung die Rede sein kann, so hat Herr Kayser reichlich Theil daran. An der Aufstellung der bekannten, oben wiedergegebenen Gliederung war Herr Kayser allerdings nicht betheiligt, denn diese lag 1873, als Herr Kayser seine Thätigkeit im Harz aufnahm, im Wesentlichen fertig vor, er hat sich jedoch in seinen zahlreichen geologischen wie paläontologischen Harzarbeiten voll und ganz auf den Boden jener Gliederung gestellt, vor Allem aber durch seine Altersbestimmung der Hercynfaunen, durch die Vereinigung faunistisch verschiedener Horizonte zu ein und derselben Altersstufe und durch die Zurückweisung der Deutungen F. A. Römer's und Anderer die Lossen'sche Gliederung nicht nur bestätigt, sondern auch wesentlich zur Festigung derselben beigetragen.

Herr Kayser giebt an, dass ihm später, als er am Rhein kartirte, Zweifel an der Richtigkeit der für den Harz aufgestellten Anschauungen gekommen seien, er es jedoch unter Billigung Bey-

---

[1]) Diese Zeitschr., 1897, pag. 7.
[2]) Zur Geologie des Hercyn. N. Jahrb. f. Min. etc., 1898, I, p. 66.

RICH's unterlassen habe, dem öffentlich Ausdruck zu verleihen. Handelte es sich dabei lediglich um Zweifel, so wäre mit Veröffentlichung derselben für die Harzgeologie wenig gewonnen gewesen, und von diesem Gesichtspunkte aus allein ist wohl auch der Wunsch BEYRICH's „Angriffe gegen eine von der Landesanstalt selbst ausgegangene Gliederung vermieden zu sehen" zu beurtheilen. Konnte Herr KAYSER dagegen nicht anzuzweifelnde Thatsachen geltend machen, die ein Eingreifen gerechtfertigt hätten, so muss man es mit Herrn FRECH[1]) bedauern, dass er diese nicht noch bei Lebzeiten LOSSEN's bekannt gegeben hat. Wenn LOSSEN auch für seine Anschauungen mit regem Eifer und dem ihm eigenen hohen dialectischen Geschick eintrat, so habe ich doch während meiner vieljährigen persönlichen Beziehungen zu ihm niemals die Erfahrung gemacht, dass er einer beweiskräftigen Begründung unzugänglich gewesen wäre.

Der Antheil Herrn E. KAYSER's an der Gestaltung der geologischen Auffassungen im Unterharz, sein Antheil an den hohen Verdiensten, aber auch an den Irrthümern der durch die Namen BEYRICH und LOSSEN und auch KAYSER bezeichneten Entwickelungsepoche bleibt auch nach seiner Erklärung bestehen. Es wird Niemand daran denken, ihm diese ersteren absprechen zu wollen.

Herr DENCKMANN bemerkte hierzu, dass im Kellerwald der dem Ilsenburg-Quarzit entsprechende Quarzit unter den Schichten mit *Cardiola interrupta* liegt, also ersterer von KOCH mit Recht zunächst als das älteste der Gesteine im Klosterholz angesehen wird.

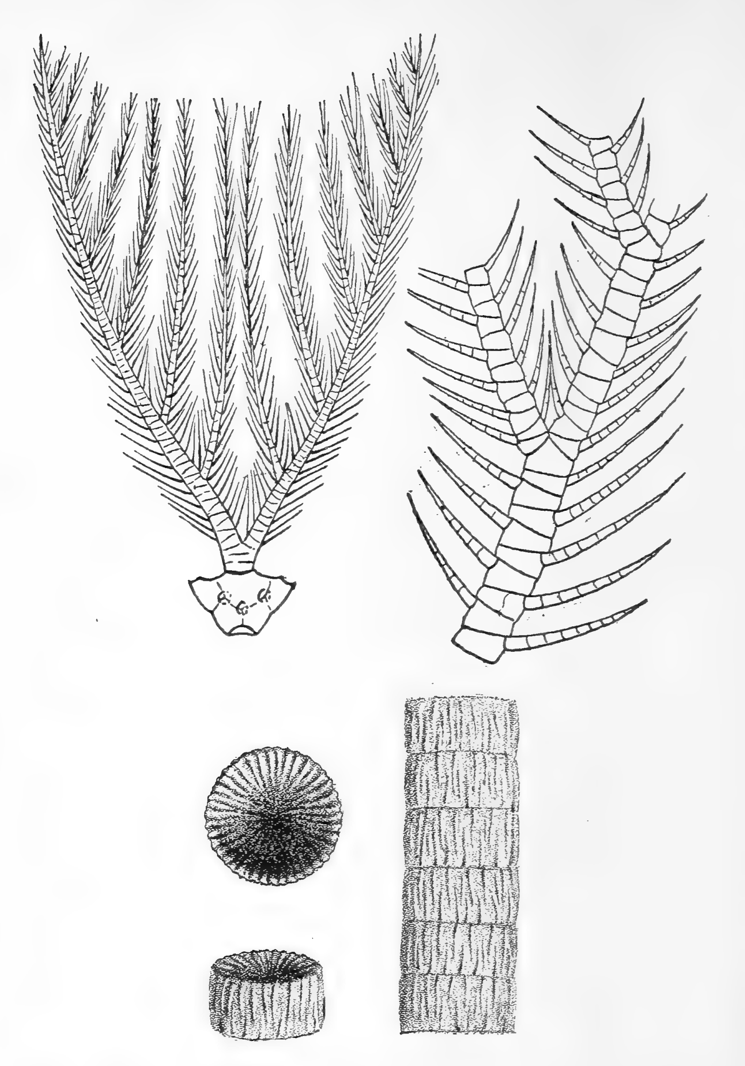
Herr OTTO JAEKEL sprach über einen neuen devonischen Pentacrinoiden.

Ein Vertreter der neuen Gattung *Cosmocrinus*, um die es sich hier handelt, ist bereits 1843 von JAMES HALL in seinem Geological Report of New York, IV, p. 24 beschrieben und wegen seines stattlichen Aussehens nicht nur auf einer Tafel und im Text, sondern auch auf dem Einbande des betreffenden Werkes abgebildet worden. Trotzdem ist er von den amerikanischen Crinoidenforschern bisher nicht weiter beachtet worden. WACHSMUTH u. SPRINGER führen sie nur dem Namen nach als ganz zweifelhaft an, und Andere scheinen sie überhaupt nicht berücksichtigt zu haben. HALL hatte dieselbe wegen ihrer zierlichen und reichen Sculptur mit dem Artnamen *ornatissimus* belegt. Die Zeichnung ihres

[1]) Zur Geschichte des Hercyn. (Erwiderung auf die briefl. Mitth. KAYSER's.) N. Jahrb. f. Min., 1898, I, p. 172.

Kelches ist offenbar zum Vortheil des Gesammtbildes sehr schematisirt worden und sicher nicht genau. dagegen zeigen die Arme deutlich einen Bau, der sich dem Typus von *Cyathocrinus* nicht unterordnen lässt. Die Arme dieser Gattung sind dichotomisch und zwar ziemlich regelmässig und einfach isotom gegabelt, während die Arme der Hall'schen Form nach beistehend gezeichnetem Schema gegliedert sind. Der Armstamm ist bald über seiner Basis gegabelt und seine 2 Hauptäste tragen nur an der einander zugewendeten Seite lange ungetheilte Seitenzweige. Da diese den 2 Hauptästen gegenüber sehr untergeordnet sind, so erscheinen die letzteren als 10 ungetheilte Hauptäste oder, wie man sie bisher gewöhnlich bezeichnet hat, als 10 Arme. Da nun die Hauptäste sowohl wie die Unteräste jederseits wieder mit untergeordneten Pinnulae-artigen „Ramulis“ versehen sind, so entsteht ein höchst complicirter und zugleich eigenartig specialisirter Armbau, wie ihn unter den jüngeren Pentacrinoideen jurassische Vertreter von *Pentacrinus* (*Extracrinus* aut.) besitzen. Wenn wir in Erwägung ziehen, dass die Pentacrinoideen ursprünglich nur isotom gegabelte Arme aufweisen, und sich dann in den meisten Formenreihen erst sehr allmählich eine reiche, heterotome Gabelung einstellt, ist eine so complicirte Gliederung der Arme bei einer devonischen Form schon an sich ungewöhnlich. Die eigenthümlich einseitige erste Gabelung der Hauptäste theilt unsere Form mit einigen jüngeren Articulaten aus der Verwandtschaft von *Taxocrinus*, für die ich kürzlich den Typus der *Dactylocrinidae* aufgestellt habe. Ganz abgesehen davon, dass diese Formen in ihrer sonstigen Organisation durchgreifende Gegensätze gegenüber dem hier vorliegenden Typus aufweisen, weicht auch die Armtheilung beider insofern ab, als sich bei den *Dactylocrinidae* zwar die Nebenäste selbst gabeln, aber ebenso wie die Hauptäste keine Ramuli tragen.

Der somit für paläozoische Pentacrinoideen sehr charakteristische Typus ermöglichte, einen Crinoiden des deutschen Oberdevon sofort als Angehörigen der gleichen Gattung zu erkennen. Die betreffenden Fossilien wurden mir im vorigen Jahre durch Herrn Prof. Holzapfel in Aachen übersandt. Sie stammen aus den Nehdener Schiefern und zwar von Nehden selbst, wo sie in einer Bank anscheinend recht häufig sind. Ihr Armbau, ihre Grösse und die Sculptur ihrer Skelettheile zeigen den geschilderten Typus so, dass an ihrer generischen Zusammengehörigkeit mit der Hall'schen Form nicht zu zweifeln ist. Differenzen ergeben sich nach der Abbildung Hall's nur hinsichtlich des Kelchbaues; ich hob aber schon hervor, dass deren Darstellung offenbar schematisirt und ungenau sein muss. Das ergiebt sich schon



daraus, dass die Radialia, auf denen die Arme ansitzen mussten, ohne Gelenkflächen für die Arme mit gleichmässig über ihre Oberfläche verlaufende Sculptur gezeichnet sind. Das Verhältniss der Arme zum Kelch ist aus der Zeichnung überhaupt nicht zu entnehmen, da der Kelch keine Abgliederungspunkte für dieselben zeigt.

Der Kelch der rheinischen Art ist zwar etwas verdrückt,

aber doch insoweit kenntlich, um seine vollste Uebereinstimmung mit dem von E. Schultze aus dem Mittel-Devon der Eifel beschriebenen *Poteriocrinus dilatatus*[1]) zu zeigen. Dass diese nun in einigen Kelchen bekannt gewordene Form nicht zu *Poteriocrinus* gehört, wurde schon von Wachsmuth u. Springer[2]) festgestellt, die aber über ihre systematische Stellung nur ein provisorisches Urtheil fällten, indem sie sie mit einem Fragezeichen zu *Vasocrinus* stellten. Die Zurechnung wird nunmehr hinfällig, da die Arme bei *Vasocrinus* nach einer einfachen Gabelung an den so entstandenen Hauptästen jederseits Ramuli tragen, und diese letzteren wieder verzweigt sind.

Es liegt uns sonach in den genannten Formen ein neuer Gattungstypus vor, den ich wegen seiner reichen und anscheinend für ihn charakteristischen Sculptur als *Cosmocrinus* (κόσμος = Schmuck) bezeichne und in folgender Weise definiren möchte.

Kelch breit schüsselförmig, mit zwei pentameren Basalkränzen, einem Anale und Subanale in normaler Form und Stellung. Arme isotom in zwei Hauptäste getheilt, diese nur auf der zugewandten Innenseite der Gabel mit getrennt gestellten Nebenästen versehen, und alle Armtheile von der ersten Gabelung an mit kleinen ungetheilten Ramulis versehen. Kelchdecke unbekannt. Stielglieder aussen mit kurzen, unregelmässig gestellten Verticalleisten versehen.

Als Arten dieser neuen Gattung sind bisher nur zu nennen:

Cosmocrinus dilatatus L. Schultze sp.

Poteriocrinus dilatatus L. Schultze, Mon. d. Crin. d. Eifler Kalkes. Denkschr. d. math.-naturw. Cl. k. Akad. Wiss., Wien 1866, p. 49, t. 5, f. 5.

Nur Kelch bekannt. Dieser mit sehr kräftigen Spannleisten versehen, Radialia seitlich stark vorgezogen, deren Gelenkflächen für die Arme ziemlich klein. Mittel-Devon von Kerpen in der Eifel.

Mitteldevonische Stielglieder und Stielfragmente sind an den kurzen Verticalleisten leicht als Mitglieder unserer Gattung kenntlich, zeigen die Leisten aber noch ziemlich regelmässig im Anschluss an die radialen Ligamentleisten der Gelenkflächen.

---

[1]) Monographie der Crinoiden des Eifler Kalkes. Denkschr. k. k. Akad. d. Wiss., Wien 1866, p. 49.

[2]) Revision of the Palaeocrinoidea, I, 1879, p. 96 (319).

Cosmocrinus ornatissimus Hall sp.

Cyathocrinus ornatissimus Hall, Geol. Rep. 4the Distr., New York 1843; p. 447.

Kelch anscheinend ohne Spannleisten, nur mit einer radialstrahligen Sculptur versehen, die anscheinend der der Stielglieder sehr ähnlich ist. Ober Devon Portage group. Portland, Lake Erie U. S.

Cosmocrinus Holzapfeli n. sp.

Kelch breit schüsselförmig, mit Spannleisten und unregelmässiger Sculptur versehen. Stielglieder aussen mit unregelmässig gestellten Leisten versehen, sehr biconcav. Ober-Devon, Nehdener Schiefer. Nehden.

Anscheinend derselben Art gehören Stielglieder und Stielfragmente an, die sich bei Saalfeld in Thüringen in röthlichen, oberdevonischen Kalken finden.

Von geologischem Interesse ist der vorliegende Typus erstens insofern, als die Parallelisirung der Ablagerungen des deutschen und amerikanischen Ober-Devon, die bisher viele Schwierigkeiten bot, damit einen neuen Stützpunkt erhält. Speciell die Altersstellung der Nehdener Schiefer und der Portage-Gruppe gegenüber anderen Ablagerungen des Devon sind noch wenig geklärt und strittig. F. Frech[1]) setzt die Nehdener Schiefer in die Mitte des Ober-Devon, die Portage-Gruppe an die obere Grenze des unteren, hält also letztere für älter. Denckmann hält nach einer mündlichen Mittheilung die Nehdener Schiefer für älter. Da *Cosmocrinus Holzapfeli* allem Anschein nach dem mitteldevonischen *C. dilatatus* näher steht, als der amerikanische *C. ornatissimus,* und auch die geologische Verbreitung der Formen mehr einen Zusammenhang der erstgenannten Art befürwortet, so würden danach die betreffenden Ablagerungen der Portage group als jünger anzusehen sein als die Nehdener Schiefer.

Herr Zimmermann machte dazu auf devonische Crinoiden in der Sammlung der geologischen Landesanstalt und in Jena aufmerksam.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Hauchecorne. Scheibe. Jaekel.

---

[1]) Lethaea palaeozoica, II, t. 19.

Druck von J. F. Starcke in Berlin.

Verhandlungen der Gesellschaft.

3. Protokoll der Juni-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 1. Juni 1898.

Vorsitzender: i. V. Herr JAEKEL.

Das Protokoll der Mai-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr H. LOTZ, cand. rer. nat., Assistent am geologischen Institut der Universität Marburg,
vorgeschlagen durch die Herren E. KAYSER, BEUSHAUSEN und DENCKMANN;

Herr OTTO FIEDLER, cand. med. et rer. nat. aus Dresden, z. Z. in Kiel,
vorgeschlagen durch die Herren G. STEINMANN, HAAS und STOLLEY.

Herr JOH. BÖHM legte einige Fossilien von den Salvagens-Inseln vor, welche Herr Geh.-Rath v. MARTENS von Herrn Seminardirector E. SCHMITZ in Funchal erhalten und dem Redner zur Bestimmung übergeben hatte. Sie sind nach gütiger Untersuchung des Herrn Prof. TENNE in einem gelblich grauen Kalktuff mit Ueberresten liparitischer Gesteine (Sanidin, Quarz und Hornblende) eingebettet. Grössere Stücke von glasigem Liparit sind voll von Mikrolithen. Weitere geologische Daten vermag ich, da Herr CABRAL, der Besitzer dieser schwer zugänglichen Inseln, leider vor einem Jahre gestorben und Herr SCHMITZ die letzteren nicht selbst besucht hat, nicht mitzutheilen.

Aus einer Sammlung, die Herr B. Barros Gomes in Lissabon von Herrn E. Schmitz erhalten, führt Cotter[1]) aus dem Tuffe der Salvagens[2]):

Nerita connectens Fontannes,
— aff. *gallo-provincialis* Matheron,
— sp. indet.,
— *Plutonis?* Bast.,[3]),
Lucina Bellardiana Mayer

auf und schliesst sich hinsichtlich des Alters dem von Mayer-Eymar[4]) für die nordwärts gelegenen Madeira, Porto Santo und die Azoren gewonnenen Ergebnisse an, dass hier Miocän vertreten sei, ein Ergebniss, zu welchem auch Rothpletz und Simonelli[5]) für die südwärts den Salvagens gelegene Insel Gran Canaria gelangten.

Das mir vorliegende Material, welches wohl an demselben Orte und in derselben Schicht, wie die eben erwähnten Conchylien, gesammelt wurde, gestattet nachstehende Arten aus dieser Fauna, welche aus denselben Gründen Interesse bietet, wie sie Rothpletz (l. c. p. 678) für Gran Canaria geltend macht, anzuführen:

1. *Ormastralium* aff. *carinatum* Bors. sp.[6]) var. *prohenica* Sacco. 1 Expl.
2. *Oxystele* aff. *Amedei* Brongn. sp. var. *magnoelata* Sacco[7]). 4 Expl.

Die Sculptur ist bei beiden Arten grösstentheils zerstört, eine genaue specifische Bestimmung daher nicht durchführbar; die übrigen Merkmale lassen aber über die generische und engere verwandtschaftliche Beziehung einen Zweifel nicht zu.

3. *Nerita Martiniana* Matheron, Locard.

Die vorliegenden 6 dickschaligen Exemplare, deren flaches Gewinde corrodirt ist, stimmen in Gestalt, Sculptur und Form

---

[1]) J. C. Berkeley Cotter, Noticia de alguns fosseis terciarios do archipelago da Madeira. Commun. da Commissao trabalh. geol. Portugal, II, 1888—1892, p. 238, 242, 243.

[2]) Cotter identificirte diese irrthümlich mit den Desertas-Inseln.

[3]) Ibid. p. 250.

[4]) G. Hartung, Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. Mit dem systematischen Verzeichniss der fossilen Reste dieser Inseln und der Azoren von Karl Mayer, 1864, p. 276 ff.

[5]) Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. Diese Zeitschrift, XLII, 1891.

[6]) F. Sacco, I molluschi di terreni tertiarii del Piemonte e della Liguria, Parte XXI, 1896, p. 18.

[7]) Ibid., p. 27.

der Windungsspirale ganz genau mit den von LOCARD[1]) gegebenen Abbildungen dieser Species überein. Ein Vergleich dieser miocänen Art mit der von MATHERON[2]) aus dem Ober-Oligocän von Carry beschriebenen Type zeigt, dass jene erheblich grobrippiger ist. Die afrikanische Form — und der Abbildung nach auch die corsische — hat 18 bis 20 lineare Spiralfurchen und sehr breite Spiralrippen, während MATHERON deren 28 bis 30 bei

Figur 1. *Nerita Martiniana* MATH., LOCARD. Nat. Gr.



1a 1b 1c
a von der Mündung, b von der Rückenseite,
c von oben gesehen

gleicher Grösse angiebt. Die Mündung stimmt mit der von Sacco[3]) von *N. Emiliana* MAYER gegebenen Abbildung überein. Auf dem Aussenrande der Columellarplatte befinden sich sehr kurze, schwach hervortretende Längsfältchen, auf der hinteren Hälfte der leicht concaven Platte selbst 3 bis 5 Längsfalten, von denen die 2 resp. 3 obersten am inneren Columellarrande so eng an einander sich legen, dass sie einen breiten, stumpfwinklig vorspringenden Zahn bilden, während die 2 unteren als selbständige Zähne hervorragen; dazu treten noch zerstreute Tuberkeln auf. Auf der Innenseite der Aussenlippe erheben sich am Oberrande 2, an der Basis 1 dornförmig hervorragender Zahn, zwischen denselben 7 Zähne.

Die corsische Art stellt SACCO zu den Synonymen von *N. Martiniana* MATH.; als solche werden jedoch von SACCO l. c. t. 5, f. 41a — e feinrippigere Formen abgebildet. Grobrippig sind bei SACCO die als *N. Martiniana* var. *satana* BON. und var. *percrassa* SACCO sowie als *N. Emiliana* MAYER abgebildeten Formen. Diese letztere stellte MAYER-EYMAR[4]) aber gerade we-

---

[1]) Faunes des terrains tertiaires de la Corse. Ann. soc. d'agr. et d'hist. nat. Lyon, 1877, t. 1, f. 14, 15.

[2]) MATHERON, Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du Rhône, 1842, p. 228, t. 38, f. 12, 13.

[3]) SACCO, l. c. Parte XX, 1896, t. 5, f. 47.

[4]) Description de coquilles fossiles des terrains tertiaires supérieurs. Journ. de Conchyliol., XX, 1872, p. 231, t. 14, f. 4.

gen ihrer fein gestreiften bis glatten Schale auf, und von ihr ist die afrikanische Art durchaus getrennt zu halten. Aber auch von den beiden Varietäten scheint sich unsere Form durch die grössere Windungsspirale zu unterscheiden. Ist die Mündung der corsischen Art ebenso beschaffen, wie die der afrikanischen, so dürfte es nicht unwahrscheinlich sein, dass beide, mit gleichen Merkmalen an so weit entfernten Orten auftretend, als besondere Species von *N. Martiniana* Math. getrennt gehalten werden könnten, wofür ich dann die Bezeichnung *N. Locardi* vorschlagen möchte.

Von *N. Plutonis* Bast., welche Form von Mayer-Eymar und Rothpletz von den benachbarten Inselgruppen und von Cotter fraglich von den Salvagens angeführt wird, unterscheidet sich unsere Art durch das Fehlen der für *N. Plutonis* charakteristischen subsuturalen Kante.

4. *Nerita salvagensis* n. sp.

Die vorliegenden 6 Exemplare unterscheiden sich von der vorhergehenden Type durch das hervortretende Gewinde — die 2 oberen Umgänge sind stark zerfressen —, durch die schmäleren Spiralrippen, deren Zahl zwischen 16—21 schwankt, und welche durch ebenso breite oder auch breitere Furchen getrennt sind. Auf der oberen Hälfte der Columellarplatte treten 5 Längsfalten auf, die kräftiger als bei *N. Martiniana* Math., Locard entwickelt sind, und von welchen die oberste und unterste nicht mit dem zwischen ihnen liegenden stumpfwinkligen Zahne verschmelzen; darunter folgen noch 2 Zähne und einzelne Tuberkeln. An den dornförmigen Zahn auf der Innenseite der Aussenlippe schliessen sich basalwärts 10 bis 11 Zähne an, von welchen der unterste manchmal kräftiger hervortritt.

Figur 2. *Nerita salvagensis* n. sp. Nat. Gr.



2a 2b 2c

a von der Mündung, b von der Rückenseite, c von oben gesehen.

Diese Species hat wohl Cotter mit *N. galloprovincialis* Math. verglichen. Matheron[1]) giebt jedoch an: „sulcis 18 ad 20 transversis costulis duplolatioribus ornata“, was auf unsere Art nicht zutrifft.

[1]) l. c. Bouches-du-Rhône, p. 227, t. 38, f. 9, 10.

5. *Nerita connectens* FONTANNES.

Einige Bruchstücke mögen dieser Art zugehören, doch bleibt ihr Vorkommen in unserem Materiale noch zweifelhaft.

6. *Rissoa* sp.

7. *Cabralia Schmitzi* nov. gen. n. sp.

Von Bivalven liegt nur die nachfolgende Type in 10 Exemplaren vor.

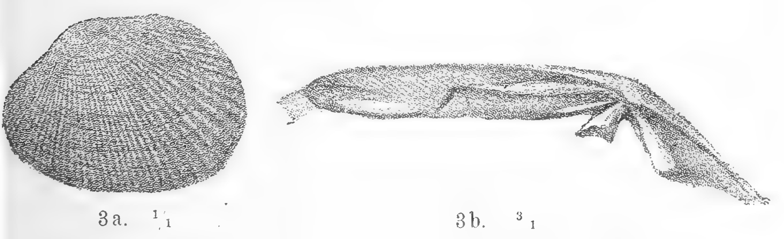
Länge	Höhe	Dicke der Einzelklappe
16	10,5	3
32	23	8
48	33	12

Schale gleichklappig, ungleichseitig, länglich oval. Wirbel klein, nach innen geneigt und vor der Mitte gelegen. Der vordere Schlossrand fällt sehr schräge ab und geht alsdann in den convex gebogenen Vorderrand über. Der hintere Schlossrand zieht gerade, ja etwas leicht aufsteigend nach hinten und trifft in einem stumpfen Winkel mit dem gerundeten Hinterrand zusammen. Der gerade Unterrand geht mit abgerundeter vorderer und hinterer Ecke in den Vorder- resp. Hinterrand über.

Vom Wirbel erstreckt sich eine gerundete Diagonalkante nach hinten unten, in der die Schale die grösste Dicke erreicht und von der sie rasch zum Hinterrande abfällt. Die Oberfläche ist radial gerippt; auf der Hinterseite werden die Rippen breit und treten nach unten so auseinander, dass die Furchen so breit wie die Rippen selbst werden können. Bei den 2 kleineren Exemplaren von 16 resp. 32 mm Länge ist der Unter- und Vorderrand innen gekerbt, bei den übrigen anscheinend glatt; die Kerbung scheint mit zunehmender Grösse zu verschwinden. Lunula nicht vorhanden. Das äusserliche Ligament liegt auf einem sehr kräftigen, langen Ligamentträger. Feldchen lanzettlich, mit steilen Seitenwänden, der Oberrand leicht überhängend.

Das Schloss besteht aus 3 Schlosszähnen. Der vordere der linken Klappe (Fig. 3b) ist seitlich zusammengedrückt und nach vorn hin fast steil geneigt; er liegt auf dem Innenrande der zwischen ihm

Figur 3. *Cabralia Schmitzi* nov. gen. n sp. Linke Klappe.



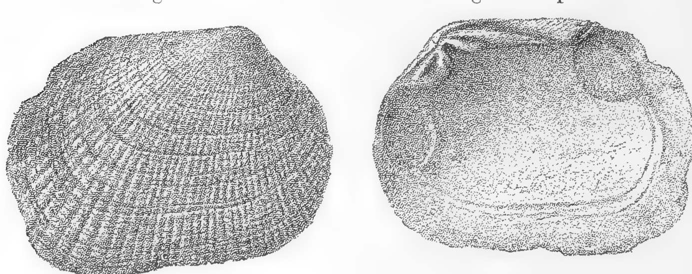
3a. 1/1 3b. 3/1

3b

und dem Vorderrand weit vorragenden Schlossplatte. Diese ist zwischen dem ersten und dem zweiten Schlosszahn bis zum beinahigen Verschwinden reducirt, so dass der zweite, kräftige, schräg nach hinten gerichtete, dreieckig nach vorn sich verbreiternde und an seinem Unterrande gefurchte Schlosszahn nur mit der Wurzel ihr aufruht und frei in die Schale hineinragt. Der dritte Schlosszahn, lang, dünn, liegt sehr schief und hart an dem Ligamentträger; eine Furche zwischen beiden ist nicht beobachtbar; er scheint im Alter zu obliteriren. Ein fast wagerecht liegender Seitenzahn, dem eine Grube in der rechten Klappe entspricht, befindet sich noch am unteren Ende des Feldchens.

In der rechten Klappe liegen die beiden vorderen Schlosszähne auf der Schlossplatte und sind durch eine tiefe, dreiseitige Grube getrennt; der erste ist schräg nach vorn geneigt; der zweite, kräftigere, steht steil, am Innenrande der Schlossplatte und ist durch eine schief von vorn oben nach hinten unten verlaufende Furche

Figur 4. *Cabralia Schmitzi* nov. gen. n. sp.



4a rechte Klappe, von aussen, 4b rechte Klappe, von innen gesehen.



4c Schloss der rechten Klappe. $^{3}/_{1}$

eingekerbt. Eine breite Lücke, in die nur ganz kurz die Schlossplatte hineinragt, trennt diese beiden vom dritten, dreieckig vorspringenden, sehr schief gelegenen Schlosszahn, den eine tiefe Furche von dem Ligamentträger trennt. Der hinteren Seitenzahn-

grube ist schon Erwähnung gethan. Die Muskeleindrücke sind tief, der vordere, kleinere ist oval, der hintere rundlich; beide sind durch einen einfachen Mantelrand verbunden. Fussmuskeleindruck tief, klein.

Die beschriebene Art erinnert in ihrem ganzen Habitus an *Adacna edentula* PALLAS, unterscheidet sich jedoch davon durch das Schloss. In ihrer Gestalt, Sculptur, Zahl und Lage der Schlosszähne hat sie ungemein grosse Aehnlichkeit mit *Tapes decussatus* L.[1]; die Gattung *Tapes* hat jedoch eine tiefe Mantelbucht. Ich bin geneigt, diese Art zu der Familie der *Carditidae* zu stellen. Da ich in der mir zugänglichen Litteratur keine Gattung gefunden, welche die erwähnten Merkmale in sich vereinigt, so glaube ich, sie als neu aufstellen zu dürfen, und bezeichne sie als *Cabralia Schmitzi*, Herrn CABRAL und Herrn SCHMITZ zu Ehren.

Zum Schluss sei mir noch gestattet, Herrn Seminardirector E. SCHMITZ und Herrn Geh.-Rath v. MARTENS sowie Herrn Prof. TENNE meinen herzlichsten Dank auch an dieser Stelle abzustatten.

Herr OTTO JAEKEL sprach über neuere Aufschlüsse in Rüdersdorf.

In dem Rüdersdorfer Muschelkalkzuge ist der Abbau im Alvenslebenbruch allmählich fast bis an die Strasse, die vom Dorf Rüdersdorf nordwärts führt, vorgeschritten. Die Oberfläche des Kalkberges hat sich hier mehr und mehr unter die Oberfläche der Diluvialbildungen gesenkt, so dass der Abraum auf dem Kalkblock schliesslich so gross geworden ist, dass die Möglichkeit eines weiteren Steinbruchbetriebes durch Tagebau in Frage gestellt ist. Dadurch dass die Bergbehörde den Abraum über dem Muschelkalk bisher immer besonders sorgfältig entfernen liess, war dessen Oberfläche mit ihren Gletscherschrammen und Strudeltöpfen ja bis jetzt der glänzendste und seit TORELL klassische Zeuge der diluvialen Vereisung Norddeutschlands. Inzwischen ist von diesem abgedeckten und wahrscheinlich auch letztem, abdeckbarem Theile des Rüdersdorfer Muschelkalkzuges nur noch ein Block von etwa 80 Meter Länge stehen geblieben; auch er wird den nächsten Sprengungen zum Opfer fallen. Versuche, ihn als klassischen Zeugen unserer Eiszeit und bei seiner Lage vor den Thoren der Reichshauptstadt als bequem zu erreichendes Excursionsziel der Wissenschaft zu erhalten, mussten mit Rücksicht auf die daraus entstehenden Kosten aufgegeben werden.

Auf diesem Block fand ich nun im vorigen Frühjahr gele-

[1]) Vgl. JEFFREYS, British Conchology, V, 1869, t. 39, f. 7.

gentlich einer Excursion mit Studenten einige eigenartigen Erscheinungen, die eine besondere Besprechung verdienen.

Quer zu dem hier nach ONO. streichenden Kalkzuge zeigte sich ein nach Südosten geöffneter Einschnitt, dessen Seitenwände dasselbe Aussehen boten wie die Innenwände der auf dem sonst flachen Rücken vertheilten Strudellöcher. Die Vorstellung, dass es sich hier um einen derartigen Riesenkessel handeln könnte, war aber von vornherein ausgeschlossen, da sich eben nur zwei wenig divergirende Wände gegenüberstanden. Diese Wände waren damals nur etwa 5 m tief freigelegt, der Grund zwischen ihnen bestand aus diluvialem Material. Durch die königl. Bergbehörde und das lebhafte Interesse des Herrn Bergdirectors Grässner ist der Erschliessung dieser Schlucht besondere Sorgfalt gewidmet worden, so dass dieselbe in diesem Sommer bis zu einer Tiefe von etwa 15 m ausgeräumt ist. Der Boden des Einschnittes ist damit nicht erreicht, aber durch einige Versuchsschächte in der Mitte seiner Längserstreckung in einer Tiefe von etwa 20 m festgestellt worden. Der südliche, breiter geöffnete Theil der Schlucht ist auch gegenwärtig noch mit Diluvium ausgefüllt, dessen Entfernung zu viele Umstände verursachen würde und deshalb voraussichtlich unterbleiben wird.

Wenn man jetzt von Norden aus in die Schlucht hinunterblickt, hat man vollständig das Bild einer Klamm aus den nördlichen Kalkalpen. Die Seitenwände sind tiefgrubig im Schaumkalk ausgehöhlt und zeigen besonders an Biegungen der anfangs nur wenige Meter breiten Schlucht glatte, seitliche Ausrundungen. Betrachtet man die Schlucht dagegen von ihrem südlichen Ausgange her, so erscheinen die Wände viel rauher, eckiger und somit durch Auswaschung weniger beeinflusst. Es kann demnach keinem Zweifel unterliegen, dass in dieser Schlucht reissende Wassermassen von der Höhe des Kalkrückens nach Süden abflossen und viel zur Auswaschung der Schlucht beitrugen. Dass diese Erscheinungen durch dieselben Ursachen wie die Strudellöcher auf dem Kalkplateau hervorgerufen wurden und also den glacialen Abschmelzwassern zuzuschreiben sind, kann Niemandem, der die Homologie der betreffenden Bilder sah, zweifelhaft sein. Der Boden der Schlucht ist nach Süden allem Anschein nach sehr stark geneigt, wenigstens versinkt in dem oberen, fast bis zum Grunde freigelegten Theile die Zone stärkster Auswaschung sehr bald tief in das den Muschelkalkzug umgebende Diluvium. Denkt man sich das letztere dementsprechend ganz aus der Schlucht entfernt, so muss wohl am Südrande des Kalkrückens die Erosion noch unter der Sohle des Alvenslebensbruches also etwa 60 — 80 Meter unter der dortigen Oberfläche gelegen

haben. Ob aber damit der ursprüngliche Thalboden an der Südseite des Rüdersdorfer Kalkzuges bereits erreicht war, ist fraglich.[1])

Da nun auf der Nordseite des Kalkzuges das Diluvium ziemliche Mächtigkeit hat und mit verquetschten Massen bunter Tertiärthone dem Nordrande des Kalkrückens aufgeschoben ist, muss der Rüdersdorfer Muschelkalkzug zur Diluvialzeit als Klippe aus dem umgebenden flachen Gelände nicht unerheblich herausgeragt haben. Das oben beschriebene Erosionsthal muss allem Anschein nach schon praeglacialer Entstehung sein, da sonst nicht einzusehen ist, warum die Wassermassen in solcher Nähe des östlichen Abfalles ihren Abfluss quer zum Streichen der Kalkschichten gesucht haben sollten. Meine anfängliche Vermuthung, dass das Thal eine quer zum Streichen verlaufende Verwerfung des Muschelkalkzuges anzeige, war bisher nicht näher zu begründen. Da aber der ganze Zug wenig weiter nach Osten in der Tiefe versinkt und dieses Versinken wohl kein ganz allmähliches sein kann, hat die Annahme, dass der Ostflügel an mehreren Querverwerfungen abgesunken sei, jedenfalls einige Wahrscheinlichkeit für sich. Die Aufmerksamkeit, welche die Bergbehörde diesen Erscheinungen zuwendet, wird uns hierüber hoffentlich bald klaren Aufschluss gewähren. Zur Tektonik des ganzen Rüdersdorfer Triaszuges möchte ich nur noch bemerken, dass derselbe allem Anschein nach auf einer schmalen nach Süden übertretenden Blattverschiebung beruht. Das erzgebirgische Streichen derselben wird für die Beurtheilung der Ergebnisse von Tiefbohrungen im östlichen Deutschland eine wichtige Grundlage bilden.

Herr WILHELM MÜLLER (Charlottenburg) erwähnte im Anschluss hieran, dass er gelegentlich eines Ausfluges nach Rüdersdorf links der Chaussee Alte Grund-Tasdorf gerade gegenüber den Kalköfen einen frischen Aufschluss in den Schichten mit *Ceratites nodosus* angetroffen und dieses Fossil nebst anderen in mehreren Exemplaren gesammelt habe, womit ein neuer zweiter Fundpunkt dieser Schicht und seines charakteristischen Leitfossils festgestellt sei.

Herr O. JAEKEL sprach über *Janassa*. (Erscheint als Aufsatz.)

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

V.	W.	O.
JAEKEL.	J. BÖHM.	LORETZ.

---

[1]) Herr Geheimrath REMELÉ in Eberswalde hat bei der diesjährigen Excursion der geologischen Gesellschaft nach Rüdersdorf gut gelungene Aufnahmen der beschriebenen Erscheinungen gemacht und wird dieselben den Fachgenossen zugänglich machen.

1. Protokoll der Juli-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. Juli 1898.

Vorsitzender: Herr HAUCHECORNE.

Das Protokoll der Juni-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende gedachte des am 18. Juni in München verstorbenen Mitgliedes CARL v. GÜMBEL, kgl. bayer. Geh.-Rath, Director der geologischen Landesuntersuchung von Bayern, und hob seine Verdienste um die geologische Erforschung Süddeutschlands hervor. Die Versammlung ehrte sein Andenken durch Erheben von den Sitzen.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr E. NAUMANN, Dr. phil., Assistent an der technischen Hochschule in Dresden,
vorgeschlagen durch die Herren KALKOWSKY, LINCK und STEUER.

Herr Dr. J. HIRSCHWALD, Professor an der technischen Hochschule in Charlottenburg,
vorgeschlagen durch die Herren SCHEIBE, EBERT und JAEKEL;

Herr Dr. KOLESCH, Gymnasial-Oberlehrer in Jena,
vorgeschlagen durch die Herren LINCK, SCHEIBE und STEUER.

Herr POTONIÉ erläuterte eine neue Wandtafel (Steinkohlenlandschaft).

Herr O. JAEKEL sprach über eine neue Familie obersilurischer Crinoiden.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

HAUCHECORNE. SCHEIBE. JAEKEL.

2. Drei und vierzigste Allgemeine Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Berlin.

(Feier des fünfzigjährigen Bestehens derselben.)

Protokoll der Sitzung vom 26. September 1898.

Der Geschäftsführer Herr HAUCHECORNE eröffnete die Sitzung 10 Uhr 20 Min. mit folgender Ansprache:

Meine Herren! In der letzten Hauptversammlung unserer Gesellschaft im Jahre 1896 in Stuttgart war beschlossen worden, die nächste Versammlung im folgenden Jahre in Braunschweig zu halten. Nachdem diese wegen des internationalen Geologen-Congresses in St. Petersburg ausgefallen ist, haben Sie dem Vorschlage des Vorstandes zugestimmt, dass in diesem Jahre die Hauptversammlung und zugleich die Feier des 50jährigen Bestehens unserer Gesellschaft in Berlin stattfinden solle.

In Freude und Dankbarkeit dafür, dass Sie heute unserer Einladung so zahlreich gefolgt sind, begrüsse ich Sie in der Vaterstadt unserer Gesellschaft mit herzlichem Glück auf!

Unsern Dank und Gruss bringe ich insbesondere den verehrten Gästen dar, welche durch ihr Erscheinen unserer Feier einen erhöhten Glanz verleihen.

M. H.: Es war im Sommer des Jahres 1848, als hier in Berlin 13 Männer sich zu dem wohl sehr gewagten Unternehmen vereinigten, eine deutsche geologische Gesellschaft in's Leben zu zu rufen. Es waren Graf VON BEUST, BEYRICH, L. VON BUCH, VON CARNALL, EHRENBERG, EWALD, GIRARD, A. VON HUMBOLDT, KARSTEN, MITSCHERLICH, J. MÜLLER, G. ROSE, C. S. WEISS.

Inmitten einer Zeit, da Deutschland von lebhaftesten Kämpfen der politischen und materiellen Interessen wiederhallte, hatten Männer das Vertrauen, dass das einigende Band des deutschen Idealismus und die Liebe zu unserer Wissenschaft die Fachgenossen über jenen Unfrieden hinwegheben würden, dass es gelingen werde, die Geologen aller Länder deutschen Namens zu gemeinsamer Förderung der geologischen Wissenschaft zu vereinigen.

Im Juli versendeten sie eine Aufforderung zur Bildung unserer Gesellschaft und einen Entwurf der Statuten.

Der Erfolg hat die Erwartungen übertroffen. Es erklärten 104 Geologen ihren Beitritt, darunter neben Vertretern aus fast allen deutschen Ländern auch 7 aus Oesterreich, 2 aus Russland, 1 aus der Schweiz. Im November erging die Einladung zu einer constituirenden Versammlung, in welcher am 28. und 29. De-

cember die Statuten festgestellt und einstimmig angenommen wurden. Die Gesellschaft erklärte sich damit als „Deutsche geologische Gesellschaft“ constituirt und wählte den Vorstand für das erste Jahr wie folgt: Vorsitzender L. von Buch; Stellvertreter v. Carnall und Karsten; Schriftführer Beyrich, Ewald, Girard, Rose; Schatzmeister Taumann; Archivar Rammelsberg. Der constituirenden Versammlung hatten 49 Mitglieder beigewohnt, wovon 11 Auswärtige und 38 Berliner waren.

Das Geburtsjahr unserer Gesellschaft ist hiernach das Jahr 1848.

Die Verfassung, welche ihr von den Gründern in die Wiege gelegt wurde, ist eine überaus einfache. Das Statut, nach welchem zu der Gesellschaft Deutschen wie Ausländern der Zutritt in unbeschränkter Zahl offensteht, bezeichnet als deren Zweck in § 2: Förderung der Geologie und aller anderen Naturwissenschaften, soweit sie zur Geologie in unmittelbarer Beziehung stehen, und insbesondere Erforschung der geologischen Verhältnisse Deutschlands, mit Rücksicht auf Bergbau, Ackerbau und andere Gewerbe.

Die deutschen Geologen sollen in jedem Jahre in einer allgemeinen Versammlung in einer der Städte Deutschlands zusammenkommen behufs wissenschaftlicher Verhandlungen, Berathung gemeinschaftlicher Unternehmungen und freundschaftlicher Annäherung. Diese Versammlungen sind vollkommen souverän und wählen sich ihren jedesmaligen Vorsitzenden. Sie haben ein volles und uneingeschränktes Recht der Entscheidung über alle Gesellschafts-Angelegenheiten.

Daneben sollen besondere monatliche Versammlungen stattfinden.

Für die Leitung der laufenden Geschäfte wird von der ganzen Gesellschaft ein Vorstand gewählt.

Unter den 160 deutschen Theilnehmern, welche bis Ende Januar 1849 beigetreten waren, befanden sich 54 Berliner, ein reichliches Drittel also. Unter diesen Umständen ergab es sich von selbst, dass der Vorstand und die Monatsversammlungen nach Berlin gelegt wurden. — Diese wenigen Bestimmungen, zu welchen noch die der Errichtung einer Zeitschrift zur Sammlung der Arbeiten der Mitglieder hinzukam, bilden den Kern der Statuten.

In den 50 Lebensjahren der Gesellschaft hat sich diese Verfassung als durchaus geeignet erwiesen, die Erreichung der Ziele der Gesellschaft sicherzustellen. Stetig, wenn auch langsam, hat sich dieselbe unter ihrer Herrschaft entwickelt. Ende Januar 1849 war die Mitgliederzahl 170; 1868 = 250; 1878 = 334; 1888 = 367; 1898 ist sie etwa 420.

Neben den Geologen Deutschlands, von denen wohl nur wenige der Gesellschaft nicht angehört haben, sind die Mitglieder-

Verzeichnisse durch die Namen einer ganzen Anzahl der berühmtesten Fachgenossen des Auslandes geziert. Unter den 416 Mitgliedern des letzten Jahres sind 95 Ausländer, von welchen 25 Oesterreich-Ungarn, 15 Nord-Amerika, 7 Süd-Amerika, 8 Russland, je 5 der Schweiz und Holland, 4 Afrika, je 3 England, Belgien und Dänemark, je 2 Frankreich und Griechenland und je 1 Norwegen, Spanien, Portugal, Egypten, Indien und Australien angehören. Wir dürfen darin einen sehr erfreulichen Beweis der Anerkennung erblicken, welche der Wirksamkeit unserer Gesellschaft allseitig unter den Fachgenossen gezollt wird. Es ist aber zuzugestehen, dass ausserhalb des Kreises der Geologen von Fach, unter den Freunden der Natur, der Technik beispielsweise die Thätigkeit der Gesellschaft nicht diejenige Antheilnahme gewonnen hat, welche zu wünschen und zu erstreben ist.

Von grosser Bedeutung gerade für die Erweckung allgemeineren Interesses an unseren Bestrebungen sind die Haupt-Versammlungen, welche von Anbeginn an in alljährlichem Wechsel in deutschen Städten stattgefunden und die Aufmerksamkeit auf die Arbeiten der Gesellschaft gelenkt haben.

Die erste dieser Versammlungen fand nicht in Berlin, sondern in einer süddeutschen Stadt, in Regensburg, am 25. September 1849 statt. Seitdem sind sie nur siebenmal unterblieben: 1855 und 1859 in Folge des Ausfalles der Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte, mit welchen sie gleichzeitig stattfinden sollten, in den Jahren 1866 und 1870 der Kriege wegen und in den Jahren 1885, 1894 und 1897 mit Rücksicht auf die internationalen Geologen-Congresse in Berlin, Zürich und St. Petersburg. In den übrigen Jahren sind sie wechselnd sechszehnmal in süddeutschen, zweiundzwanzigmal in norddeutschen, dreimal auch in österreichischen Städten, nämlich 1856 und 1877 in Wien und 1862 in Carlsbad, abgehalten worden. Nur an einem Orte, in Bonn, fanden sie dreimal, in Wiesbaden, Göttingen, Greifswald und Hannover zweimal statt. In ihrer Vaterstadt tagte die allgemeine Versammlung vor der heutigen Sitzung nur einmal, im Jahre 1880.

Bis zum Jahre 1867 wurden die Versammlungen im Anschluss an diejenige der deutschen Naturforscher und Aerzte am gleichen Orte mit diesen abgehalten. L. von Buch verlangte schon 1851, dass diese, die freie Bewegung der Versammlungen in hohem Grade schädigende Abhängigkeit beseitigt werde. Die Befürchtung jedoch, dass die Erfolge der Naturforscher-Versammlung durch diese Trennung ernstlich benachtheiligt werden würden, behielt die Oberhand bis zu der Versammlung in Frankfurt a. M. 1867, in welcher die Ablösung beschlossen wurde. So fand dann

zum ersten Mal im Jahre 1868 eine selbständige Hauptversammlung der deutschen geologischen Gesellschaft in Hildesheim statt, deren glänzender und fröhlicher Verlauf einigen von Ihnen noch vor Augen stehen dürfte. Seitdem ist die Wirksamkeit dieser Versammlungen eine unvergleichlich angeregtere und erfolgreichere geworden. Insbesondere konnten die für ihre Zwecke so wichtigen Excursionen zur Umschau in den geologischen Verhältnissen der weiteren Umgebung der Versammlungsorte erst von diesem Augenblick ab das grosse Interesse und den wissenschaftlichen Erfolg erlangen, zu dem sie sich mehr und mehr entwickelt haben, und den hoffentlich auch die mit unserer jetzigen Versammlung verbundenen Excursionen Ihnen gewähren werden.

Schon in der Regensburger Versammlung 1849 begann die Gesellschaft ihre Thätigkeit auf die Förderung der Geologie durch gemeinsame Arbeiten zu richten. Es wurde der Beschluss gefasst, dass die Gesellschaft durch das Zusammenwirken ihrer eigenen Kräfte eine geologische Uebersichtskarte von Deutschland schaffen solle. Eine grössere Anzahl von Mitgliedern erklärte sich bereit, die Bearbeitung einzelner Abschnitte zu übernehmen, welche demnächst einheitlich zusammenzufügen waren. Diese geologische Redaction wurde im Jahre 1854 Herrn von Dechen übertragen, welcher das vollendete Werk in der allgemeinen Versammlung in Frankfurt im Jahre 1867 vorgelegt hat. Seine Veröffentlichung ist jedoch erst im Jahre 1870 mit Unterstützung der Bergbehörde erfolgt. Die Karte hat der Wissenschaft grosse Dienste geleistet und gereicht der Gesellschaft und dem ausgezeichneten Manne, welchem wir ihre vorzügliche Herstellung verdanken, zu höchster Ehre. Sie ist auch vorbildlich geworden für das grosse gemeinschaftliche Unternehmen der Neuzeit, die internationale geologische Karte von Europa, von welcher der bisher ausgeführte Theil in diesem Saale Ihnen vor Augen steht.

In der Thätigkeit unserer Gesellschaft, sowohl in den Versammlungen wie ausserhalb derselben, ist überhaupt getreu der Anschauung ihres grossen Mitbegründers und Meisters Leopold von Buch die Anregung und Förderung geologischer Aufnahmearbeiten als eines der wichtigsten Mittel zur Förderung der geologischen Wissenschaft betrachtet worden. In höchst dankenswerther Weise hat sie in dieser Bestrebung die wirksamste Unterstützung und Förderung bei den deutschen Regierungen gefunden, welche in der geologischen Erforschung des Bodens ein mächtiges Hülfsmittel zur Hebung der wirthschaftlichen Thätigkeit und des Nationalwohlstandes erkannten.

In Preussen hat die oberste Bergbehörde bereits sehr früh diese Wichtigkeit geologischer Forschung zur Geltung gebracht.

Schon im Jahre 1796 wurde von ihrem damaligen Chef, dem Grafen von Reden, kein Geringerer als der hervorragendste unter den Urhebern unserer Gesellschaft, L. von Buch, zum Bergreferendar ernannt und dem schlesischen Oberbergamte, wie es in dem bezügl. Erlasse vom 24. März heisst, zur Bearbeitung der in die Gebirgskunde und mineralogische Untersuchung einschlagenden Gegenstände und bei vorfallender Gelegenheit desfallsigen Local-Commissionen überwiesen. Seine „Mineralogische Karte von Schlesien“ trägt die Bezeichnung: „Entworfen im Jahre 1799“. Ununterbrochen wurden seitdem die geologischen Untersuchungen von der Bergverwaltung fortgesetzt. Eine bestimmte und zusammenhängende Aufgabe wurde ihnen durch die im Jahre 1841 auf Antrag des Berghauptmanns Heinr. von Dechen beschlossene Herstellung geologischer Uebersichtskarten des ganzen Staatsgebietes gestellt. Für Schlesien waren es Gustav Rose und der Mann, dessen energischer Thatkraft wir am meisten die Errichtung unserer Gesellschaft, ihre Organisation und ihre glückliche Entwickelung verdanken, unser unvergesslicher Ernst Beyrich, denen die Ehre zu Theil wurde, als Nachfolger L. von Buch's die geologische Karte von Niederschlesien unter der Mitwirkung von Justus Roth und W. Runge zu bearbeiten. Oberschlesien bearbeiteten von Carnall und F. Römer, die Provinz Sachsen Beyrich und Julius Ewald, die Rheinprovinz und Westfalen H. von Dechen. Die ersten Blätter einer von der Königsberger physikalisch-ökonomischen Gesellschaft unternommenen Uebersichtskarte der Provinz Ostpreussen wurde in der Berliner Sitzung vom 6. November 1867 vorgelegt.

Auch in den übrigen deutschen Staaten wurde die Ausführung geologischer Uebersichtskarten in Angriff genommen und eifrig betrieben: in Braunschweig und in Süd-Hannover 1850, in Bayern 1851, in Sachsen und Hessen 1852, in Württemberg 1859. Mit allen diesen wissenschaftlichen Unternehmungen hat unsere Gesellschaft in enger Beziehung gestanden. Ihre Leiter waren Mitglieder derselben und übertrugen ihre Arbeiten in den Versammlungen und in regem persönlichem Verkehr in den Bereich der Wirksamkeit der Gesellschaft.

Auf diesem Wege gelangte die Gesellschaft zur Erreichung des zweiten Zieles, welches sie sich gestellt hatte, der Erforschung der geologischen Verhältnisse Deutschlands mit Rücksicht auf Bergbau, Ackerbau und andere Gewerbe. Der Erfolg dieser geologischen Forschungen für die Hebung des Bergbaues und der mit ihm verbundenen Gewerbe in Deutschland und insbesondere in Preussen in dem Zeitraum, auf welchen wir zurückblicken, ist ein überaus glänzender gewesen. Die erstaunliche Entwickelung

des Stein- und Braunkohlen-Bergbaues zu der heutigen Blüthe wird zum grössten Theil dem geologischen Nachweis der Verbreitung der Formationen verdankt. In ganz hervorragender Weise hat sich dieser wirthschaftliche Erfolg geologischer Forschung in den letzten Jahrzehnten, insbesondere in der Erschliessung der unerschöpflichen Naturschätze von Stein- und Kali-Salzen erwiesen, welche der Boden Norddeutschlands enthält, eine Bereicherung des Nationalvermögens gewährend, wie sie in solchem Maasse in gleich kurzem Zeitraum in Deutschland kaum jemals erzielt worden ist. Desselben wird nie gedacht werden können ohne dankbare Anerkennung der hohen Verdienste, welche Julius Ewald, langjähriges Mitglied des Vorstandes unserer Gesellschaft, sich durch die im Auftrage der Oberberghauptmannschaft ausgeführte geologische Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harze um die Auffindung der Verbreitung der Stein- und Kalisalzlagerstätten erworben hat.

Die Ergebnisse der Landesaufnahmen, deren ich bisher Erwähnung gethan, sind durchweg in Kartenwerken kleinen Maassstabes, in Uebersichtskarten, niedergelegt worden.

Nicht allein für die Erforschung der geologischen Verhältnisse Deutschlands, sondern ebenso sehr für die Fortschritte der geologischen Wissenschaft von bahnbrechender Bedeutung war es, als in Preussen der Beschluss gefasst wurde, die geologische Landeskarte im Maassstabe von 1 : 25000 zu bearbeiten und zu veröffentlichen. Es war, was an diesem der Erinnerung geweihten Tage in's Gedächtniss zurückzurufen Sie mir gestatten wollen, am 12. December 1866, als in Folge eines ~~von~~ dem damaligen, um das preussische Bergwesen überaus hochverdienten Oberberghauptmann Krug von Nidda gehaltenen Vortrages über die grosse Bedeutung solcher Specialkarten von dem Minister für Handel Grafen von Itzenplitz bestimmt wurde:

„Ich bin damit einverstanden, dass für die herauszugebende Karte der Maassstab 1 : 25000 gewählt wird, da dieselbe durch die Ausführung in so grossem Maassstabe neben einem höheren wissenschaftlichen Werthe zugleich eine allgemeinere Verwendung für technische und landwirthschaftliche Zwecke erlangen wird."

Der gewaltige Umfang der dadurch der Landesaufnahme gestellten Aufgabe, welche sich auch auf die Thüringischen Staaten erstreckt, drängte nothwendig dahin, dem von unseren österreichischen Freunden schon 1849 durch die Gründung der k. k. geologischen Reichsanstalt gegebenen Beispiele in der Errichtung der preussischen geologischen Landesanstalt zu folgen. Die von dieser ausgeführten Specialkarten haben vollauf die angeführte Begründung bestätigt.

Sehr bald wurde in dieser Erkenntniss dem von Preussen gegebenen Beispiele in den meisten der übrigen deutschen Länder gefolgt, zuerst in Sachsen und in den deutschen Reichslanden Elsass-Lothringen 1872, dann in Hessen 1882, in Baden 1888. Die Anschliessung Württembergs ist im Werke, diejenige Bayerns dürfte nur eine Frage der Zeit sein.

So breitet sich gegenwärtig die geologische Erforschung und Kartirung im Maassstabe 1 : 25000 über fast ganz Deutschland aus. Ihre Voraussetzung bildet die Schaffung topographischer Karten von einer Genauigkeit, wie sie früher nicht gekannt war.

Es bedarf nicht der näheren Betrachtung des wissenschaftlichen Fortschrittes, welcher dadurch für die geologische Forschung und Darstellung gewonnen worden ist. Sehr viele von Ihnen, meine Herren, sind ja selbst an dem grossen Werk mit thätig, welches seinem Umfange nach eine grosse Zahl von Mitarbeitern an sich zieht und schon hierdurch das Maass der geologischen Wissenschaftsarbeit und damit auch das des Fortschrittes unserer Wissenschaft erheblich gesteigert hat.

Hervorzuheben ist heute aber auch die Thatsache, dass der Nutzen unserer Arbeiten für das wirthschaftliche Leben mehr und mehr erkannt und anerkannt wird. Ich darf wohl in dieser Hinsicht erwähnen, dass die Ausführung der Specialkarten, welche in den dem Flachlande angehörenden Landestheilen Preussens mit besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse unter Aufwendung grosser Hingebung der Mitarbeiter bewirkt wird, sich des steigenden Interesses der Land- und Forstwirthschaft erfreut. In mehreren Provinzen bethätigt sich dieses dadurch, dass zu den Kosten der Aufnahmen beträchtliche Zuschüsse aus Provinzialfonds gewährt werden. Auch für das Gebirgsland regen sich Wünsche zu intensiverer Berücksichtigung der bodenwirthschaftlichen Interessen bei der geologischen Specialkarte, beispielsweise im Interesse des Obst- und Weinbaues.

Es darf nicht unterlassen werden, es mit grosser Dankbarkeit anzuerkennen, dass neben den von den Landesregierungen veranlassten geologischen Aufnahmen zahlreiche Mitglieder der deutschen geologischen Gesellschaft zur Förderung der Geologie durch Privatarbeiten dieser Art in erfolgreichster Weise beigetragen haben. Ich will nur der Karte H. Römer's über die Gegend von Hildesheim, derjenigen Credner's über die Umgegend von Hannover und über den Thüringer Wald erwähnen. Von zahlreichen anderen Arbeiten dieser Art giebt unsere Zeitschrift Zeugniss.

Unsere Zeitschrift, meine Herren, deren Veröffentlichung statutengemäss eine weitere Hauptaufgabe unserer Gesellschaft bildet, gewährt in den Berichten über die Versammlungen und in

den Aufsätzen ein überaus fesselndes Bild von den Vorgängen in derselben und von den Fortschritten der geologischen Wissenschaft in dem seit dem Gründungsjahre verflossenen 50jährigen Zeitraum. Sie zeigt aber zugleich die grosse Fülle der von den Mitgliedern geleisteten Arbeit.

Gestatten Sie mir darüber folgende kurze Angaben: Die abgeschlossenen 49 Bände der Zeitschrift enthalten ausser den Protokollen und brieflichen Mittheilungen 1219 Aufsätze. Von denselben sind von den ausserhalb Berlins wohnenden Mitgliedern 970, von den Berliner Mitgliedern 349 beigetragen worden. Zu den Aufsätzen gehören an mineralogischen und petrographischen Tafeln 69, an Petrefactentafeln 746, an sonstigen Tafeln und Profilen 362, im Ganzen 1177; die Zahl der Petrefactentafeln ist in den 25 ersten Bänden 230, in den 24 letzten 516.

Ihrem Inhalte nach behandeln von den Aufsätzen Gegenstände aus den Gebieten der:

	Mineralogie, Petrographie u. Meteoritenforschung:	Paläontologie:	Geologie:
in den ersten 25 Jahren	28,4 pCt.	21,6 pCt.	50 pCt.
in den zweiten 24 Jahren	17,7 „	37,8 „	44,5 „
in den letzten 11 Jahren	11,6 „	45,4 „	43 „

Es zeigt sich hiernach im Verlaufe der Jahre eine erhebliche Abnahme der mineralogischen Beiträge, eine geringe der geologischen und andererseits eine sehr erhebliche Vermehrung der paläontologischen. Zum grossen Theil ist diese Wandlung allerdings der Richtung zuzuschreiben, welche die Entwickelung der geologischen Wissenschaften in neuerer Zeit genommen hat. Sie erklärt sich jedoch ausserdem aus dem Umstande, dass die Specialisirung der Hauptzweige unserer Wissenschaften neue Zeitschriften in's Leben gerufen hat, sowie ferner aus der Entstehung der geologischen Landesanstalten, deren jede es sich zur Aufgabe macht, die eigenen Arbeiten in besonderen Organen zu sammeln.

Es ist heute nicht meines Berufes, in eine nähere Betrachtung der ganz ausserordentlichen Erweiterung und der Fortschritte einzutreten, welche die Hauptzweige der mineralogisch-geologischen Wissenschaften in der Lebenszeit unserer Gesellschaft und zum grossen Theil durch die Forschungen ihrer Mitglieder in Deutschland gewonnen haben: der physikalischen Vertiefung der Mineralogie, der neubegründeten physiographischen Petrographie; der ungemeinen Erweiterung der Paläontologie und ihrer geologischen und entwickelungsgeschichtlichen Bedeutung; der Kenntnisse von dem Gebirgsbau.

Bei dem Rückblick auf die Lebensarbeit unserer Gesellschaft

können wir aber mit Freude constatiren, wie hervorragend der Antheil ist, der ihr überall an jenen Fortschritten zusteht.

In welch' anderen Bedingungen aber übt sie auch heute ihre Thätigkeit aus, als zur Zeit ihrer Begründung. Wir durften hier von der deutschen geologischen Landesanstalt in Elsass-Lothringen berichten! Das Eine genügt, die gewaltige und glückliche Umgestaltung zu bezeichnen, welche Deutschland in diesem Zeitraum zu Theil geworden ist und nicht nur aller wirthschaftlichen, sondern auch aller geistigen Arbeit zum Heile und zum Segen gereicht.

So kann die deutsche geologische Gesellschaft am heutigen Tage mit hoher Genugthuung auf die ersten 50 Jahre ihres Bestehens zurückblicken. Und sie hat dabei mit unbeschränkter Anerkennung und Dankbarkeit der Männer zu gedenken, welche durch ihre Begründung der Wissenschaft und dem Vaterlande unschätzbare Dienste geleistet haben.

Lange Zeit hindurch und bis vor Kurzem hat unsere Gesellschaft das Glück gehabt, die persönliche Verbindung mit dem Kreise jener ausgezeichneten Männer erhalten zu sehen. 5 Jahre hindurch, von 1849 ab war L. von Buch der erste Vorsitzende; ihn ersetzte von Carnall in den nächsten 7 Jahren. Für 2 Jahre führte Mitscherlich den Vorsitz. Dann folgte in den 11 Jahren 1863 bis 1873 Gustav Rose. Seitdem, von 1874 bis 1896, 23 Jahre lang, leitete dann Ernst Beyrich die Gesellschaft, der er zu früh am 9. Juli 1896 genommen wurde.

Damit ist der letzte der 13 Begründer aus unserem Kreise geschieden.

Ehren Sie jetzt sein und seiner Mitarbeiter an der Schöpfung unserer Gesellschaft Gedächtniss, wenn ich Sie bitten darf, durch Erhebung von Ihren Plätzen.

Lassen Sie uns ebenso, meine Herren, am heutigen Tage in ehrender Anerkennung der nur allzu zahlreichen Mitglieder unserer Gesellschaft gedenken, welche seit der letzten Versammlung in Stuttgart heimgegangen sind, der Herren:

Professor Arzruni in Aachen.
Bergrath a. D. von Gellhorn.
Oberbergdirector Geh. Rath von Gümbel in München.
Bergreferendar Köhler.
Verlagsbuchhändler Koch in Stuttgart.
Dr. Lasard, unser langjähriger verdienter Schatzmeister, in Nizza,
Lieder in Venezuela.
Professor Lundgren in Lund.
Ingenieur Marx in Bonn.

Privatdocent Dr. MÖRICKE in Freiburg.
Dr. DU PASQUIER in Neuchâtel.
Dr. LANGSDORFF, Baurath in Clausthal.
Geh. Bergrath LEUSCHNER in Eisleben.
Ober-Appellationsgerichtsrath NÖLDECKE in Zelle.
Dr. SIEVERS in St. Petersburg.

Die Gesellschaft ehrt das Andenken dieser verstorbenen Mitglieder durch Erheben von den Sitzen.

Im Namen der Königl. Staatsregierung begrüsste sodann der Herr Minister für Handel und Gewerbe Excellenz Dr. BREFELD die Gesellschaft zur Feier ihres fünfzigjährigen Bestehens.

Im Auftrage der Kaiserlich russischen Akademie der Wissenschaften überbrachte Herr TSCHERNYSCHEW der Gesellschaft Glückwunsch und Gruss zur Jubelfeier.

Derselbe übermittelte in ehrenvollen Adressen die Glückwünsche von

der Kaiserl. russischen Mineralogischen Gesellschaft in St. Petersburg,
der Kaiserl. russischen Naturforschenden Gesellschaft,
dem russischen Geologischen Comitee und von
den Gesellschaften der Naturforscher in Kiew und im Ural.
Herr Baron VON TOLL solche von der Dorpater Naturforscher-Gesellschaft,
Herr STACHE solche von der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien,

Weitere Glückwünsche überbrachten:

Herr CH. BARROIS von der Société géologique de France,
Herr VOSS von der deutschen Anthropologischen Gesellschaft.
ein Schreiben seitens der Akademie der Wissenschaften in Berlin.

Telegraphische Glückwünsche liefen ein von den Herren Ministerialdirector Dr. ALTHOFF, ALBERT HEIM, H. B. GEINITZ und dem derzeitigen Rector der Universität Berlin Dr. SCHMOLLER.

Herr JENTZSCH überreichte dem zweiten stellvertretenden Vorsitzenden Herrn G. BERENDT das Diplom der Ehrenmitgliedschaft der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft in Königsberg.

Der Geschäftsführer sprach den Staatsbehörden und den Gratulanten den Dank der Versammlung aus.

Derselbe theilte darauf mit, dass den Mitgliedern der Gesellschaft folgende Schriften und Karten als Geschenke der Königl.

geologischen Landesanstalt überreicht werden, bezw. auf der Vorversammlung im Harz überreicht worden sind:

1. Geologische Uebersichtskarte des Kellerwaldes, 1:100000, von A. Denckmann. Farbenandruck in 25 Exemplaren.
2. Geologische Uebersichtskarte der Gegend zwischen Goslar und Zellerfeld, 1 : 40000, von L. Beushausen. Farbenandruck in 110 Exemplaren.
3. Geognostische Uebersichtskarte der Gegend von Wernigerode, Blankenburg, Elbingerode und Hüttenrode im Harz, 1 : 100000, von A. Koch. Als Excursionskarte gedruckt mit Schablonen-Colorit in 110 Exemplaren.
4. Geologische Uebersichtskarte der Umgegend von Halberstadt, Quedlinburg und Blankenburg, in 1 : 100000, von G. Müller. Als Excursionskarte gedruckt mit Schablonen-Colorit in 110 Exemplaren.
5. Das Tertiär der Gegend zwischen Falkenberg und Freienwalde a. O. von G. Berendt, 1 : 25000. Als Excursionskarte für den geologischen Führer gedruckt mit Schablonen-Colorit in 110 Exemplaren.
6. Endmoränen und Terrassen in der südlichen Uckermark (Lithographie mit schwarzen Signaturen), 1 : 125000, von H. Schröder. Als Excursionskarte für den geologischen Führer in 110 Exemplaren gedruckt.
7. Uebersichtskarte der Moränen-Landschaft bei Nörenberg in Pommern, 1 : 250000, von K. Keilhack (Cliché). Als Excursionskarte für den geologischen Führer in 110 Exemplaren gedruckt.
8. Geologische Karte der Gegend südlich von Pölitz, 1:40000, von Dr. Keilhack. Als Excursionskarte für den geologischen Führer gedruckt mit Schablonen-Colorit in 110 Exemplaren.
9. Führer für die Excursionen der deutschen geologischen Gesellschaft in das norddeutsche Flachland mit vielen Textfiguren und 4 Karten (die vorstehend unter 5—8 genannten).

Nach einer kurzen Pause wurde zum Vorsitzenden des ersten Verhandlungstages Herr von Richthofen gewählt, welcher die Wahl annahm.

Zu Schriftführern wurden die Herren Steuer (Jena), Naumann (Dresden) und Krusch (Berlin) ernannt.

Herr Loretz (Berlin) legte den Rechnungs-Abschluss der 2 letzten Jahre vor. Zu Revisoren wurden die Herren Ochsenius (Marburg) und Romberg (Berlin) ernannt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr José G. Aguilera, Director des Instituto geológico in Mexico,

Herr Ezequiel Ordoñez, Subdirector, ebendaselbst,
beide vorgeschlagen durch die Herren v. Zittel, Rothpletz und Böse;

Herr Professor Dr. Schopp in Darmstadt,
vorgeschlagen durch die Herren v. Kœnen, Credner und Lepsius;

Herr Dr. Edmund Naumann, Director der geologischen Abtheilung der Metallurgischen Gesellschaft in Frankfurt a. M.,
vorgeschlagen durch die Herren Leppla, Beyschlag und J. Böhm;

Herr Dr. E. Wittich, Assistent am Grossherzogl. Museum in Darmstadt,
vorgeschlagen durch die Herren Lepsius, Chelius und Klemm;

Herr stud. rer. nat. Arthur Dieseldorff in Freiburg i. Baden,
vorgeschlagen durch die Herren Beck, Frenzel und Scheibe;

Herr Modest von Maryanski, Bergingenieur in Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren Hauchecorne, Beyschlag und Krahmann;

Herr cand. rer. nat. H. Stille, Assistent am geologischen Institut in Göttingen,

Herr stud. rer. nat. Georg Brandes, z. Z. in Göttingen,
beide vorgeschlagen durch die Herren v. Kœnen, Steuer und G. Müller;

Herr Dr. G. Richter, Oberlehrer in Quedlinburg,
vorgeschlagen durch die Herren v. Fritsch, Lüdecke und Spangenberg;

Herr Dr. Halbfass, Oberlehrer in Neuhaldensleben,
vorgeschlagen durch die Herren v. Fritsch, Thost und Wahnschaffe.

Herr Wahnschaffe (Berlin) sprach über die Entwickelung der Glacialgeologie im norddeutschen Flachlande.

Im Namen der Geologen des norddeutschen Flachlandes heisse ich Sie hier in Berlin, in dem Brennpunkte unseres ausgedehnten Schuttlandes, herzlich willkommen und möchte mir erlauben, Ihnen, die Sie hierher gekommen sind, um sich aus eigener Anschauung ein Urtheil über unsere neueren Forschungen

zu bilden, in ganz kurzen Zügen die Entwickelung der Glacialgeologie im norddeutschen Flachlande vor Augen zu führen.

Als die Deutsche geologische Gesellschaft im Jahre 1848 gegründet wurde, waren die wichtigen Arbeiten eines Venetz, Charpentier und Agassiz bereits erschienen, Arbeiten, die grundlegend gewesen sind nicht nur für die Erforschung der heutigen Gletscher, sondern auch für den Nachweis einer weit ausgedehnteren Vergletscherung in vorhistorischer Zeit. Es wurde dadurch die Lehre von der Eiszeit in die Geologie eingeführt, die nun bei den Untersuchungen über die letzte grosse Periode der Entwickelungsgeschichte unserer Erde berücksichtigt werden musste. Nachdem Agassiz in den Alpen die Gletscher als Transportmittel der erratischen Blöcke und als Erzeuger der Felsschliffe erkannt hatte, hielt er eine gleiche Ursache auch für die Ablagerung der Findlinge und die Bildung der geschliffenen Felsoberflächen im Norden für wahrscheinlich. Die zuerst von ihm angenommene allgemeine Eisbedeckung von Nord-Europa, die vom Nordpole ausgegangen sein sollte, besass hinsichtlich ihres Eintritts nach seiner Meinung einen katastrophenartigen Charakter. Später hat er dann durch Charpentier's Einfluss seine Ansichten wesentlich modificirt. Wäre man auf dem Wege, den uns die beiden grossen Glacialforscher gewiesen, schrittweise weiter vorgegangen und hätte auf Grund von Beobachtungen ihre Theorien weiter ausgebaut und berichtigt, so würde man früher zu richtigen Anschauungen über die Entstehung der erratischen Bildungen von Nord-Europa gelangt sein. Aber dieser allmähliche Entwickelungsgang wurde unterbrochen durch die Lyell'sche Drifttheorie, deren extreme Anwendung sogar die bereits gewonnenen Resultate der Glacialforschung in den Alpen wieder in Frage stellte. Bekanntlich sollte nach Lyell Nord-Europa während der grösseren Ausdehnung der Gletscher in den Alpen, in Skandinavien und Grossbritannien von einem Meere bedeckt gewesen sein, in welchem die von den Gletschern sich ablösenden Eisberge herumschwammen. Dieses Meer sollte abkühlend auf die Continente eingewirkt und dadurch die grössere Gletscherentfaltung bewirkt haben. In ihrer Anwendung auf Nord-Deutschland führte die Lyell'sche Drifttheorie zu der Vorstellung, dass in der Eiszeit das Meer bis zum Nordrande der deutschen Mittelgebirge reichte, während zu gleicher Zeit Skandinavien von mächtigen Gletschern bedeckt war, die bis in das Meer hinein sich erstreckten. Die von diesen Gletschern sich ablösenden Eisberge sollten das nordische Schuttmaterial nach Nord-Deutschland verfrachtet und, nachdem sie durch die Winde nach allen Richtungen hin getrieben wurden,

bei ihrer Strandung und Abschmelzung abgelagert haben. In Folge der bedeutenden Autorität, die der grosse englische Geologe, und zwar mit vollem Recht, bei allen seinen Fachgenossen besass, fand seine Drifttheorie fast allgemeine Annahme, so dass sie mehrere Jahrzehnte hindurch alle im norddeutschen Flachlande ausgeführten Forschungen beeinflusst hat. Die gesammten Diluvial-Ablagerungen, gleichgültig, ob dieselben geschichtet oder ungeschichtet waren, ob sie aus Geschiebemergeln, Sanden, Mergelsanden oder Thonen bestanden, ob sie grössere Geschiebe führten oder nicht, wurden als durch Treibeistransport vermittelte Absätze des Diluvialmeeres angesehen. Unsere Vorstellungen über die Bildung der Diluvial-Ablagerungen hatten schliesslich einen derartigen Grad von Starrheit angenommen, dass kein weiterer Fortschritt in der Aufklärung der genetischen Verhältnisse des Quartärs mehr möglich erschien. Waren auch bereits verschiedene Thatsachen beobachtet worden, die sich nicht mit der Drifttheorie in Einklang bringen liessen, so fehlte es doch an einem umfassenden Beweismaterial, um die Haltlosigkeit dieser nachzuweisen. Es ist zu bewundern, dass in jener Zeit trotz der irrigen Anschauungen über die Entstehung schon sehr werthvolle Arbeiten über die stratigraphische Gliederung, die petrographische Beschaffenheit und die kartographische Darstellung der Quartärbildungen erschienen. Auch wurden damals die grossen alten Thäler Nord-Deutschlands bereits in ihren Grundzügen richtig erkannt, und das Studium der Geschiebe nahm in diesem Zeitraum im Anschluss an die grundlegenden Untersuchungen Ferdinand Römer's einen bedeutsamen Aufschwung.

Otto Torell gebührt das Verdienst, die Geologen Nord-Deutschlands von dem Banne der Lyell'schen Drifttheorie befreit zu haben. Zwar hatte schon Bernhardi im Jahre 1832 die Anhäufungen der nordischen Geschiebe in Nord-Deutschland als Moränen einer von dem Nordpol ausgegangenen Vergletscherung erklärt, doch waren seine Ausführungen seiner Zeit völlig unbeachtet geblieben und später ganz in Vergessenheit gerathen, so dass auch Torell keine Kunde davon hatte, als er am 3. November 1875 in der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Berlin zum ersten Male die Inlandeistheorie für Nord-Deutschland aussprach und wissenschaftlich begründete. Unter Vorlage der von ihm an demselben Tage in Rüdersdorf aufgefundenen geschrammten Muschelkalkplatten führte er aus, dass hier echte Gletscherschrammen vorlägen, und dass der auf den Schichtenköpfen lagernde und im ganzen norddeutschen Flachlande ebenso wie in Dänemark und Süd-Schweden verbreitete Geschiebemergel nur als die Grundmoräne eines von Skandinavien ausge-

gangenen Inlandeises zu erklären sei, das das Ostseebecken erfüllte und sich bis an den Rand unserer Mittelgebirge vorschob. Ich selbst war in dieser Sitzung zugegen und werde nie den Eindruck vergessen, den diese völlig neue Lehre auf alle Anwesenden machte. Die meisten älteren Geologen und auch ich selbst hielten damals die Annahme einer so ausgedehnten und mächtigen Inlandeisdecke für ganz ungeheuerlich. Trotz des lebhaften Widerspruchs, den die Torell'sche Theorie zu Anfang namentlich von Seiten der älteren Geologen erfuhr, hat sie doch wie ein zündender Funke gewirkt, so dass sich vom Ende der siebziger Jahre ab ein bedeutsamer Umschwung der Ansichten über die Entstehung der erratischen Bildungen vollzog und in schneller Folge durch die gemeinsame Arbeit der in dem nordeuropäischen Glacialgebiete thätigen Geologen die Inlandeistheorie fest begründet und weiter ausgebaut wurde. Es muss hervorgehoben werden, dass hierbei namentlich auch James Geikie's „Great ice age“ einen grossen Einfluss ausgeübt hat.

Die Auffindung der Glacialschliffe auf dem Rüdersdorfer Muschelkalk führte zunächst dazu, nach weiteren Beweisen für die ehemalige Inlandeisbedeckung Nord-Deutschlands zu suchen. Eine besondere Aufmerksamkeit widmete man den dynamischen Erscheinungen des Inlandeises, zu denen vor allen Dingen die Einwirkungen des sich fortbewegenden Eises auf den Untergrund und die erodirende Thätigkeit der von ihm ausgehenden Schmelzwasser gehören. Die Schrammen und Schliffe auf dem anstehenden Gestein galten stets als die besten Beweise für ehemalige Gletscherbedeckung, namentlich wenn andere, den glacialen Ursprung bestätigende Erscheinungen noch hinzukommen. An einer grösseren Anzahl von Punkten fanden sich solche Glacialschliffe im Randgebiete des norddeutschen Flachlandes, namentlich im Königreich Sachsen, wo ältere Gesteinskuppen häufiger unter dünner quartärer Decke zu Tage treten, aber auch auf den vereinzelten inselförmigen Vorkommen des älteren Gebirges innerhalb des norddeutschen Flachlandes sind die Schrammen an verschiedenen Punkten nachgewiesen worden, wenn festere Gesteine ihre Bildung und auflagernde Grundmoränen ihre Erhaltung ermöglichten. Eingehende Untersuchungen erstreckten sich auf die Structur und Zusammensetzung des Geschiebemergels. Es wurde seine Identität mit den Grundmoränen der heutigen Gletscher festgestellt und auf die Bedeutung der in ihm enthaltenen gekritzten einheimischen und nordischen Geschiebe, sowie auf ihre Transportrichtung aufmerksam gemacht. Als weitere, durch den Druck des vorrückenden Inlandeises hervorgerufene Erscheinungen beobachtete man die Localmoränen

und die Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebemergels, die sich bei plastischen Bildungen als Faltungen und Stauchungen zu erkennen gaben. Aber nicht nur die oberflächlichen, in lockeren, wenig widerstandsfähigen Bildungen beobachteten Schichtenstörungen liessen sich auf den Eisschub zurückführen, sondern auch tiefer greifende Faltungen und Faltenüberschiebungen, die namentlich das Tertiär, sowie auch die Kreide betreffen, sind als grossartige dynamische Wirkungen des Gletscherdruckes erkannt worden, die dort eintraten, wo gestauchte plastische Bildungen dem vorrückenden Eise einen bedeutenden Widerstand entgegensetzten.

Die Wirkungen der erodirenden Thätigkeit der vom Eisrande ausgehenden oder von der Oberfläche desselben in Spalten herabstürzenden Schmelzwasser fand man in den Strudellöchern oder Riesentöpfen, in den kreisförmigen Pfuhlen und Strudelseen, sowie in den langen parallelen Rinnensystemen, die ungefähr senkrecht zur Lage des ehemaligen Eisrandes die diluvialen Hochflächen durchziehen.

Während Torell und mit ihm mehrere Geologen die Vereisung Nord-Deutschlands anfangs als eine einheitliche, allerdings von verschiedenen grösseren Oscillationen des Inlandeises unterbrochene Periode aufgefasst hatten, kam man durch eine genaue Untersuchung der verschiedenen Ablagerungen und namentlich der in ihnen vorkommenden faunistischen und floristischen Einschlüsse mehr und mehr zu der Auffassung, dass eine zweimalige, durch eine Interglacialzeit mit mildem Klima unterbrochene Vereisung Nord-Deutschlands eingetreten sei, deren Grundmoränen der obere und untere Geschiebemergel darstellten. Das Vorkommen der von nordischen Granden unterlagerten Paludinenbank unter dem unteren Geschiebemergel der näheren Umgebung Berlins, die Beobachtungen einer primären marinen Fauna bei Hamburg zwischen zwei dem unteren Diluvium zugehörigen Geschiebemergeln und die neueren Aufschlüsse im Elb-Trave-Canal bei Lauenburg an der Elbe führen jedoch dazu, dass wir, ebenso wie dies in den Alpen bereits nachgewiesen worden ist, auch bei uns drei Vereisungen und zwei Interglacialzeiten annehmen müssen. In völliger Analogie mit den Alpen hatte die erste Vereisung die geringste Ausdehnung, die zweite dagegen erstreckte sich am weitesten nach Süden, während die dritte und letzte Vergletscherung zwar bedeutender war als die erste, aber den Umfang der zweiten nicht wieder erreichte.

Während die Forschungen im norddeutschen Flachlande auf der einen Seite darauf gerichtet waren, die historische Gliederung der Glacialablagerungen mit Hülfe der fossilienführenden

Schichten festzustellen, erstreckten sie sich im letzten Jahrzehnt auch namentlich auf die genaue Untersuchung der Aufschüttungsformen des Inlandeises und auf die glaciale Hydrographie unseres Gebietes. Eines der wesentlichsten Resultate war der Nachweis der grossen Endmoränenzüge, deren Verlauf durch ganz Nord-Deutschland von der Nordgrenze Schleswig-Holsteins bis nach West- und Ostpreussen hinein, sowie auch in den südlich gelegenen Provinzen Posen und Schlesien festgelegt worden ist. Der Umstand, dass die Grundmoräne der letzten Vereisung in gleicher Ausbildung sowohl vor als hinter diesen Endmoränenzügen sich findet, führte zu der Erkenntniss, dass sie Etappen des Rückzuges, der letzten Inlandeisbedeckung bezeichnen und als Producte von Stillstandsperioden angesehen werden müssen. Erst das genaue Studium dieser Endmoränenzüge und der damit in engstem Zusammenhang stehenden Erscheinungen führte zu einer Unterscheidung und Erklärung der verschiedenen, theils durch Aufschüttung, theils durch Erosion entstandenen glacialen Landschaftsformen und zur Aufstellung der verschiedenen Seentypen.

Die glaciale Hydrographie des norddeutschen Flachlandes hat in letzter Zeit dadurch, dass man die grossen alten Thalzüge mit den durch die Endmoränen angezeigten Rückzugsetappen des Inlandeises in Beziehung brachte, eine ganz neue Beleuchtung erfahren. Nun erst ist es möglich geworden, die successive Entstehung der grossen ost-westlichen Hauptthäler von Süd nach Nord und die durch die Terrassen erkennbaren mehrfachen Niveauschwankungen ihrer Wasserführung zu erklären. Indem das Eis in der letzten Abschmelzperiode bis zu einer nördlicheren Stillstandslage sich zurückzog, wurden jedesmal dem Abzuge der bisher durch den Eisrand gestauten Wasser neue Wege eröffnet. An einem ausgezeichneten Beispiele wird dies Herr Keilhack durch die Entstehungsgeschichte des von ihm genau untersuchten pommerschen Urstromthales nachweisen.

Ich schliesse mit dem Wunsche, dass die an unsere Versammlung sich anschliessenden Excursionen in das norddeutsche Flachland, zu denen wir Ihnen einen Führer geschrieben haben, Ihnen an einzelnen Beispielen ein klares Bild von unseren neueren Forschungen gewähren möchten!

Herr Bornhardt (Berlin) berichtete über die bergmännischen und geologischen Ergebnisse seiner Reisen in Deutsch-Ostafrika.

Der Vortragende hat sich von November 1895 bis November 1897 in Deutsch-Ostafrika aufgehalten. Seine Aufgabe ist in

erster Linie die bergmännische Untersuchung einer Reihe von Mineral-Vorkommnissen gewesen. Geologische und topographische Arbeiten sind damit verbunden worden.

Die Reisen haben sich über den Süden und Osten des Schutzgebietes erstreckt.

Nach einem 37tägigen Marsche von Lindi nach der Ruhuhu-Mündung am Nyassa ist die nördliche und östliche Umgebung des Nyassa abgestreift. Die Rückkehr nach der Küste ist auf dem Wasserwege, über den schiffbaren Abfluss des Nyassa, den Shire, und den Zambesi, erfolgt.

Längs der Küste haben sich die Reisen im Hinterlande von Muoa bis Tanga und in demjenigen von Bagamoyo bis Mikindani bewegt. Die am weitesten westlich gelegenen Punkte, die dabei erreicht wurden, sind die Uluguru- und Mindu-Berge westlich von Daressalam und die Landschaft Massassi südwestlich von Lindi gewesen. Kurze Ausflüge sind nach den der Küste vorgelagerten Inseln Mafia, Zanzibar und Pemba unternommen.

Fast fünf Monate sind für die Untersuchungen in der Umgebung des Nyassa dadurch verloren gegangen, dass der Vortragende nach dem Tode des Bezirksamtmanns v. Eltz genöthigt gewesen ist, die Verwaltung des Nyassa-Bezirkes zu übernehmen.

Folgende Formationen haben in den bereisten Gebieten sicher erkannt werden können:

1. Urgneissformation } archäisches Gebirge,
2. Urschieferformation }
3. Karooformation,
4. Jura,
5. untere und obere Kreide,
6. unteres und oberes Tertiär,
7. subrecente und recente Bildungen,
8. jungvulkanische Bildungen.

Im Einzelnen äusserte sich der Redner über die Ergebnisse seiner Reisen folgendermaassen:

„Das grosse innerafrikanische archäische Massiv wurde in drei getrennten Gebieten, in Usambara, Ukami-Uluguru und am Nyassa, berührt. Es fand sich dabei bestätigt, was schon früher bekannt war, dass die Ostgrenze des Massivs im Norden des Schutzgebietes, in Usambara, dicht an die Küste herantritt, nach Süden aber weit landeinwärts zurückweicht. Es gewann den Anschein, als ob diese Ostgrenze, die in manchen Strecken ziemlich geradlinig verläuft, anderwärts aber auch grosse Ein- und Ausbuchtungen aufweist, in der Hauptsache nicht auf einem tektonischen Abbruch beruhte, sondern einen alten Abrasionsrand dar-

stellte. Dieser Abrasionsrand müsste an einigen Stellen schon bei Ablagerung der Karooschichten vorhanden gewesen sein.

Im Osten des Randes dehnt sich ein tiefer gelegenes Gebiet aus, das im Gegensatz zu dem gerade in der Nähe seines Randes vorwiegend gebirgig gestalteten archäischen Massiv Flachlandscharakter aufweist. Ueber weite Theile desselben sind in flacher Lagerung sedimentäre Bildungen ausgebreitet, die einst zusammengehangen haben müssen, durch spätere Meeresabrasion aber in weitem Umfange wieder zerstört und in eine Reihe von mehr oder weniger scharf umgrenzten plateauartigen Erhebungen zerlegt worden sind. Da, wo die Abrasion mit den sedimentären Bildungen besonders gründlich aufgeräumt hat, tritt der archäische Untergrund, der in der Tiefe auch unter dem Flachlande nicht fehlt, an vielen Punkten zu Tage.

Das archäische Gebirge besteht in den auf den Reisen berührten Gebieten zum ganz überwiegenden Theile aus Gneissen von sehr wechselnder Beschaffenheit. Nur in einem eng begrenzten Gebiete, im Nordosten des Nyassa, in den hohen, bis zu fast 3000 m Seehöhe aufragenden Kinga- oder Livingstone-Bergen, kommen auch Gesteine der krystallinischen Schieferformation vor. Sie treten hier in steiler, z. Th. überkippter Lagerung in ihrer typischen Folge auf: über Gneissen und alten Eruptivgesteinen, welche die Randberge des Sees bilden, folgen nach einander Glimmerschiefer, Quarzite, Phyllite und zuletzt mächtige Thonschiefer.

Nach den vorhandenen Litteratur-Nachrichten scheint es, als ob sich eine Zone, in der die krystallinischen Schiefer vielerwärts an der Oberfläche lagern, von dem Nyassa längs der Ostseite des Tanganyika bis in das Gebiet zwischen Tanganyika und Viktoria-Nyanza erstreckte. Weiter östlich scheinen die krystallinischen Schiefer bis zur Küste zu fehlen. Neben Gneissen finden sich hier, wenn die vorhandenen Nachrichten richtig sind, nur Granite über weite Flächen verbreitet. Ueber das Altersverhältniss, in welchem Granite und Gneisse zu einander stehen, ist bisher nichts Zuverlässiges bekannt geworden.

Am Nyassa ist der Granit südlich von 10° 30′ s. Br. das vorherrschende Gestein. An der Monkey-Bay im Süden des Sees finden sich zahlreiche Bruchstücke von Gneiss und Amphibolith in ihn eingeschlossen, die den Beweis liefern, dass der Granit hier jünger ist als die Gneisse.

Der Mineral-Reichthum der archäischen Gebilde ist im Grossen und Ganzen gering.

Geschwefelte Erze habe ich nirgends gefunden.

Magneteisen kommt im Gneiss wohl an manchen Stellen in

mächtigen und reinen Lagerstätten vor. Leider sind solche Lagerstätten in Inner-Afrika aber ohne jede wirthschaftliche Bedeutung.

Graphit findet sich vielerwärts, tritt aber, soweit die bisherigen Beobachtungen reichen, nirgends in reinen, geschlossenen Lagerstätten, sondern immer nur als Gemengtheil des Gneisses auf. Solche Lagerstätten sind in Ost-Afrika selbst dann unverwerthbar, wenn der Graphit, was nur ausnahmsweise zutrifft, einen beträchtlichen Antheil an der Zusammensetzung des Gesteins nimmt.

Grossplattiger Glimmer findet sich als Bestandtheil von Pegmatiten in manchen Gebieten. In den westlichen Vorbergen des Uluguru-Gebirges wurde er in so guter Beschaffenheit und so reichlicher Menge aufgefunden, dass seine Gewinnung hier lohnend erscheint. Es soll denn auch in Kurzem mit einer planmässigen Ausbeutung der Vorkommnisse begonnen werden.

Granaten sind im Gneiss und Granit weit verbreitet. Ein Vorkommen im Pare-Gebirge, auf das grosse Hoffnungen gesetzt wurden, hat sich als unverwerthbar erwiesen. Bessere Ergebnisse hat die Untersuchung eines Vorkommens im Süden des Schutzgebietes, zwei Tagereisen westlich von der Missionsstation Newala, geliefert. Der dort gesammelte Vorrath des Minerals hat zu guten Preisen Absatz gefunden. Wie bei dem Glimmer ist auch hier zu erwarten, dass bald mit einer regelmässigen Gewinnung des Minerals begonnen werden wird.

Gold habe ich selbst, abgesehen von ganz geringfügigen Spuren, die in dem Gneissgebiete der Landschaft Bondei westlich von Tanga vorkommen, nirgends nachweisen können. Ich muss aber gestehen, dass ich mit den zum Nachweise des Goldes erforderlichen Geräthschaften nur unvollkommen ausgerüstet gewesen bin, und dass ich neben meinen sonstigen Arbeiten auch zu wenig Zeit gehabt habe, um die bereisten Gebiete auf das Vorkommen von Gold eingehend untersuchen zu können.

Von Anderen ist neuerdings im Süden des Viktoria-Sees, in der Landschaft Usindya, Gold gefunden worden. Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, scheinen aber kein ungünstiges Ergebniss zu liefern. Das Gold kommt hier in Quarzgängen, die in der Urschieferformation aufsetzen, vor. Dieselbe Formation ist in Afrika auch sonst vielfach reich an Goldvorkommnissen, wesentlich reicher jedenfalls als die Urgneissformation. Man kennt sie als goldführend u. a. in Transvaal, Maschona- und Matabele-Land, Senegambien, Ober-Guinea, Nubien und den Gallaländern. In den letzten Jahren sind Goldlagerstätten in ihr auch in den westlich vom Nyassa und nördlich vom Zambesi gelegenen Gebieten Britisch-Central-Afrikas entdeckt. Will man

demnach in Deutsch-Ostafrika künftig weitere Schürfversuche auf Gold unternehmen, so wird man gut thun, in erster Linie das Verbreitungsgebiet der Urschieferformation, d. h. jene Zone in's Auge zu fassen, die sich nach dem vorhin Gesagten im Westen des Schutzgebietes vom Nyassa bis zum Viktoria-Nyanza erstreckt.

Ehe ich mich hiernach der Besprechung der sedimentären Formationen zuwende, möchte ich kurz erwähnen, dass ich jung-vulkanische Gesteine auf allen meinen Reisen nur im Norden des Nyassa, in dem Berglande des Rungwe und Kieyo, gefunden habe. Ihr Vorhandensein steht hier offenbar mit dem Einbruche des Nyassa-Grabens in ursächlichem Zusammenhange. Dafür dass die Nyassa-Senke ihre Entstehung thatsächlich einem tektonischen Einbruche verdankt, haben auf den Reisen mannigfache Beweise gesammelt werden können.

Die älteste sedimentäre Formation, die nach den darin aufgefundenen Fossilien sicher hat bestimmt werden können, ist die Karooformation gewesen.

Vielleicht werden gewisse feste Sandsteine und Conglomerate, die sich auf der Höhe der Kingaberge in flacher Lagerung über den steil einfallenden krystallinischen Schiefern fanden und die mit den wenig über 50 km davon entfernt anstehenden Gesteinen der Karooformation geringe Aehnlichkeit zeigten, einer älteren Bildung, etwa der Kapformation Süd-Afrikas, angehören. Sicherheit habe ich darüber nicht gewinnen können. Die Verhältnisse liessen einen längeren Aufenthalt in den Kingabergen, wie er für eine genauere Untersuchung nothwendig gewesen wäre, nicht zu.

Die Karooformation habe ich an einer Reihe weit von einander entlegener Stellen angetroffen. Im Nordwesten des Nyassa kommt sie zwischen den Flüssen Ssongwe und Kivira und nach Norden und Süden über die Flussläufe hinausgehend vor. Weiter südlich, im britischen Gebiete, ist ihr Vorhandensein aus dem Hinterlande von Karonga, von der Deep- und Florence-Bay (Mount Waller) und von den Stromschnellen des Shire bekannt. Auf der Ostseite des Nyassa ist sie am Unterlaufe des Ruhuhu verbreitet. Oestlich davon habe ich auf dem Marsche von Lindi nach dem Nyassa nichts von ihr gesehen. Erst mehrere Tagereisen südlich vom Rovuma, in dem portugiesischen Gebiete am Ludyende, ist wieder ein Rest der Formation bekannt.

Weiter nördlich habe ich Karooschichten am unteren Ruaha und an den Pangani-Schnellen des Rufiyi, ferner im Osten der Uluguru-Berge am Rufu und Ngerengere und endlich in einem ganz abgesondert liegenden Gebiete zwischen Tanga und Muoa, dicht an der Küste, nachweisen können.

In allen diesen Gebieten haben sich in den Schichten Pflanzenfossilien gefunden, die nach der durch Herrn Dr. Potonié vorgenommenen Bestimmung der *Glossopteris*-Flora angehören.

Während es sich am Nyassa um abgesunkene Schollen handelt, die bei dem Einbruche des Nyassa in eine tiefe Lage gerathen und dadurch vor weiterer Zerstörung bewahrt geblieben sind, haben wir es in den küstennäheren Gebieten mit Abrasionsresten zu thun, die nur auf der Ostseite gegen die dort angrenzenden jüngeren (jurassischen) Schichten mehrfach durch Verwerfungen abgesetzt sind, nach Westen aber im Allgemeinen regelmässig, ohne Störung auf dem Gneiss-Untergrunde aufzulagern scheinen.

Die Schichten bestehen vorwiegend aus grauen bis bräunlichen Sandsteinen und dunklen Thonschiefern, nur ganz untergeordnet aus Conglomeraten. Am Nyassa kommen in der oberen Hälfte der Schichtenfolge ausserdem weiche Schieferthone, Letten und unreine Kalksteine vor.

Steinkohlen sind in allen Verbreitungsgebieten der Formation, die vorhin aus der Umgebung des Nyassa aufgezählt wurden, bekannt. Auch am Ludyende-Flusse im portugiesischen Gebiete kennt man ihr Vorkommen. Dagegen habe ich am Ruaha, Rufiyi, Rufu, Ngerengere und nördlich von Tanga trotz eifrigen Suchens nicht die geringste Spur von ihnen auffinden können.

Genauer untersucht wurden die Vorkommnisse am Unterlaufe des Ruhuhu und zwischen dem Ssongwe und Kivira. Das erstere Vorkommen bestand aus einer grossen Zahl von Flötzen, die aber alle geringe Mächtigkeit besassen. Da die Flötze auch stark von Thonschiefer durchsetzt waren, mussten sie als unabbauwürdig bezeichnet werden. Weit besser waren die Aufschlüsse zwischen dem Ssongwe und Kivira. Die Kohlen fanden sich hier innerhalb einer Schichtenfolge von wenig mehr als 20 m Mächtigkeit, die von kohlenleeren Sandsteinen unter- und überlagert wurde. In den besten Aufschlüssen waren innerhalb dieser Schichtenfolge 10 bis 12 m Kohle vorhanden. Nach Süden, gegen die britische Grenze, nahm die Gesammt-Mächtigkeit allmählich bis auf 2 bis 3 m ab. Dicht über dem liegenden Sandstein fand sich in den besten Aufschlüssen ein Flötz von fast 5 m Kohle ohne nennenswerthe Einlagerung von Schiefermitteln. Darüber folgten mehrere Flötze von 1,5—3 m Mächtigkeit, die aber alle mehr oder weniger stark von Thonschieferbänken durchsetzt waren.

Die Kohle hat im Allgemeinen nicht die Reinheit und den Brennwerth unserer westfälischen oder guter englischer Kohle. Sie hält aber einen Vergleich mit den in Süd-Afrika, in Natal und Transvaal, in der Karooformation vorkommenden Kohlen, die dort schon in bedeutendem Maasse ausgebeutet werden, vollkommen

aus. Ihr Heizwerth schwankt zwischen 5500 und 7000 Calorien. Im Mittel mag er etwas über 6000 Calorien betragen.

Wie in Süd-Afrika wechselt die Beschaffenheit der Kohle von Bank zu Bank ungemein stark. Mitten in ganz magerer, gasarmer Kohle treten Bänke von gasreicher, gut backender Kohle auf. Der Mächtigkeit nach wiegt die magere Kohle beträchtlich vor.

An und für sich darf das Kohlenvorkommen gewiss als abbauwürdig gelten. Leider fehlt es aber einstweilen und für absehbare Zukunft noch an jeder nennenswerthen Absatzmöglichkeit für die Kohle.

Ein Transport nach der Küste, sei es auf dem Flusswege oder auf einer zu dem Zweck zu erbauenden Eisenbahn, ist der Kosten wegen gänzlich ausgeschlossen.

Die auf dem Nyassa schwimmenden Dampfer, gegenwärtig 7 an der Zahl, brennen Holz, das für absehbare Zeit in genügender Menge zu erlangen ist. Dasselbe wird ihnen so billig geliefert, dass der jährliche Brennmaterial-Bedarf aller Dampfer zusammengenommen nicht den Werth von 6000 bis 8000 Mk. übersteigt. Die Dampferflotille des Sees kann unter solchen Verhältnissen offenbar noch auf das Mehrfache ihres jetzigen Bestandes gesteigert werden, ohne dass die Anlage eines Bergwerks zur Lieferung von Kohle für die Dampfer schon lohnend erscheint.

Am Rufiyi, Rufu und nördlich von Tanga habe ich, wie schon bemerkt, nirgends Kohle auffinden können. Da die Aufschlüsse in diesen Gebieten hervorragend gut und sehr ausgedehnt waren, und ich danach nicht annehmen kann, dass eine Schichtenfolge von erheblicher Mächtigkeit in einem der Gebiete der Beobachtung gänzlich entgangen wäre, halte ich es für unwahrscheinlich, dass eine künftige Untersuchung der Gebiete noch zu einer Auffindung von Kohlen führen wird. Insbesondere kann ich mir von der Ausführung von Tiefbohrungen, die mit höchst beträchtlichen Kosten verknüpft sein würden, keinen Erfolg versprechen.

Die Hoffnung auf eine künftige Auffindung von Kohle in nicht allzugrosser Entfernung von der Küste schränkt sich nach Allem, was ich auf meinen Reisen in Erfahrung gebracht habe, auf ein Gebiet ein, das südlich vom Rufiyi und nördlich von der Route Lindi-Nyassa gelegen ist. Die Hoffnung, in diesem geologisch noch nahezu unbekannten Gebiete noch Reste der Karooformation mit Kohlen darin aufzufinden, kann sich auf die Thatsachen stützen, dass einerseits im Westen des Gebietes am unteren Ruhuhu, andererseits im Süden am Ludyende Kohlen vorkommen. Es darf dabei aber nicht vergessen werden, dass die Kohlen am Ruhuhu unabbauwürdig waren, und dass es auch nicht zu Gunsten

der Kohlen am Ludyende spricht, wenn deren Abbau immer noch nicht in Angriff genommen worden ist, obwohl man das Vorkommen dort schon seit dreissig Jahren kennt. Die Entfernung der in dem fraglichen Gebiete etwa aufzufindenden Kohlen von der Küste würde ausserdem zu mindestens 250 km anzunehmen sein.

Dicht an der Küste sollten nach Berichten, die kurz vor meiner Rückkehr vom Nyassa beim Gouvernement eingegangen waren, an zwei Stellen, südlich von Bagamoyo und westlich von Mtschinga, Kohlen gefunden sein. Die Erwartungen, die an diese Berichte geknüpft wurden, sind leider völlig getäuscht worden.

An der ersten Fundstelle hatte der Finder die angekohlten Wurzelstöcke mehrerer bei Steppenbränden niedergebrannter Bäume für Steinkohlenlagerstätten angesehen.

An der zweiten Stelle kam zwar echte fossile Kohle, eine pechkohlenartige Braunkohle, in Schichten jurassischen Alters vor. Das Vorkommen beschränkte sich aber auf einige kaum fingerstarke Schnüre inmitten einer 2 bis 3 m mächtigen Lettenlage. Stärkere, abbauwürdige Lagerstätten waren trotz genauer Untersuchung einer Reihe gut erschlossener Schichtenprofile in der näheren und weiteren Nachbarschaft der Fundstätten nirgends aufzufinden.

Als nächstjüngere Formation nach der Karooformation findet sich der Jura in Ost-Afrika verbreitet.

Die hierher gehörigen Ablagerungen sind im Norden des Schutzgebietes auf einen schmalen Küstenstreifen beschränkt. Nach Süden dehnen sie sich, entsprechend dem Zurückweichen des Randes des krystallinischen Massivs, weit landeinwärts aus. Auf der Route von Lindi nach dem Nyassa habe ich Bildungen, die zweifellos jurassischen Alters waren, noch in einer Entfernung von nur 150 km vom Nyassa beobachten können.

Von mehr als zwanzig verschiedenen Stellen habe ich aus den Juraschichten Petrefacten mitgebracht, deren Bestimmung Herr Bezirksgeologe Dr. Müller übernommen hat.

Der Jura gliedert sich in Ost-Afrika nach seinem petrographischen Verhalten in drei leidlich gut von einander unterscheidbare Stufen.

Die unterste Stufe besteht vorwiegend aus dunklen, fetten Thonen, die häufig Septarien einschliessen. Sie ist namentlich im Norden des Schutzgebietes weit verbreitet und hier schon durch frühere Reisende, namentlich Stuhlmann und v. d. Borne, bekannt geworden. Nach den in ihr enthaltenen Petrefacten gehört sie dem Kelloway und unteren Oxford an.

Die mittlere Stufe, welche Petrefacten vom Alter des oberen Oxford und des Kimmeridge enthält, hat vorwiegend kalkigen

Charakter. Neben Korallenkalken finden sich in ihr pisolithische und Plattenkalke. In einer dieser Stufe angehörigen Partie von massigem festem Kalk sind am Mkulumusi-Bache bei Tanga die dort schon seit längerer Zeit bekannten sogenannten Kaiser Wilhelm-Höhlen ausgewaschen.

Die oberste Stufe besitzt die weitaus grösste Mächtigkeit. Sie ist es allein, die auf der Route von Lindi nach dem Nyassa so weit, wie vorhin angegeben wurde, nach Westen reicht. Sie baut sich aus sandigen Lehmen, Letten und Sandsteinen auf, die fast durchgängig durch lebhaft röthlich-braune Färbung ausgezeichnet sind.

Der Charakter der Sandsteine weicht von demjenigen der Karoosandsteine völlig ab. Während dort schmutzig graue bis braune Farbentöne vorwalten, haben die jurassischen Sandsteine regelmässig eine recht lebhafte und reine Färbung. Neben weichen zerreiblichen kommen sehr feste Sandsteine vor, deren Cäment solche Bindekraft besitzt, dass sich die Sandkörnchen beim Zerschlagen des Gesteins nicht von einander lösen, sondern in der Bruchfläche zerspringen. Die Sandsteine, die infolgedessen ein Aussehen gewinnen, das man als „gefrittet“ bezeichnet hat, kommen in genau derselben Ausbildung sowohl im Süden des Schutzgebietes, vom Makonde-Plateau bis weit jenseits des Muhesiflusses, als auch im Norden bis fast zum Wamiflusse, hier allerdings nur in Gerölleform vor. Sie bilden ein nie zu verkennendes Leitgestein der obersten jurassischen Stufe.

Längs der Küste bilden die Schichten dieser Stufe eine Reihe von kleineren und grösseren Plateaus, die meist von steilen Rändern begrenzt sind. Südlich vom Rovuma breitet sich das Mavia-, nördlich davon das Makonde-Plateau aus. Jenseits des Lukuledi folgt die Plateau-Landschaft von Mwera. Unter Uebergehung einer Anzahl unbedeutender Plateaus nenne ich nur noch das Usaramo-Plateau, das südwestlich von Daressalam gelegen ist. Während die Plateauhöhe in Usaramo 300 bis 400 m beträgt, steigert sie sich im Süden, in Mwera und Makonde, auf 600 bis 850 m. Die Mächtigkeit der zur obersten Jurastufe gehörigen Schichten darf hier auf 400 bis 500 m veranschlagt werden.

Da die Schichten im Makonde-Plateau besonders typisch entwickelt und gut erschlossen und von hier auch schon wiederholt beschrieben sind (unter der irrthümlichen Annahme, dass sie zur Steinkohlen- bezw. Karooformation gehörten), möchte ich ihnen den Namen Makonde-Schichten geben.

Reste dieser Makonde-Schichten finden sich allem Anschein nach auch auf den Inseln Zanzibar und Pemba.

Die längs der Küste vertheilten Plateaus fallen gegen Westen,

meist mit steilen Rändern, zu einem tiefer gelegenen, ebenen oder leicht welligen Gelände ab, in dem die Juradecke so weit entfernt ist, dass der archäische Untergrund vielfach zu Tage tritt. Ich werde später noch näher auf dieses Gebiet einzugehen haben. Zwischen den Plateaus dehnt sich eine Anzahl breiter und tiefer Senken aus, die eine ebene Verbindung des durch Denudation erniedrigten westlichen Gebietes mit der Küste herstellen. Von Süden nach Norden folgen die Senken des Rovuma, des Lukuledi, des Mbenkuru, des Mandandu u. a. m. auf einander. Diese Senken können nicht durch die Erosion des fliessenden Wassers erzeugt sein. Dazu sind ihre Dimensionen im Vergleich zu den Wassermengen, die beispielsweise im Zuge der Lukuledi- oder der Mbenkuru-Senke jemals zur Küste geflossen sein können, viel zu gross. Sie können auch nicht als Grabeneinbrüche aufgefasst werden; das ergiebt sich schon daraus, dass der Gneiss-Untergrund in der Sohle dieser Senken gerade wie in dem westlich gelegenen weiten Flachlande mehrfach zu Tage tritt.

Ich kann mir ihre Entstehung nur so denken, dass das Meer, auf dessen abradirende Wirkung ich auch die Zerstörung der Juraschichten in dem flachen Inlandsgebiete zurückführen möchte, im Zuge der Senken einst durch starke Strömungen ausfurchend gewirkt hat. Mit einer solchen Annahme dürfte übereinstimmen, dass die Sohle der Senken vielfach durch ebenflächig ausgebreitete Sande gebildet wird, in die sich die heutigen Fluss- und Bachläufe tiefer gelegene Thäler von verhältnissmässig geringer Breite eingeschnitten haben.

Von Fossilien finden sich in den Makonde-Schichten verkieselte Hölzer ziemlich reichlich. Marine Fossilien vom Alter des Kimmeridge kommen in der unteren Hälfte der Stufe mehrfach vor. In der oberen Hälfte habe ich nirgends mehr etwas von ihnen gefunden. Dass aber auch diese obere Hälfte noch zum Jura gehört, ergiebt sich ausser aus dem völlig gleichförmigen Aufbau der gesammten Schichtenfolge aus dem Umstande, dass sich petrefactenführende Bildungen vom Alter der unteren Kreide in ganz abweichender Lagerung, inmitten der die Plateaus von einander trennenden Senken, haben nachweisen lassen.[1])

---

[1]) Die Untersuchungen Dr. G. Müller's haben seither wahrscheinlich gemacht, dass auch die in der unteren Hälfte der Makondestufe gefundenen Petrefacten schon der unteren Kreide angehören. Die gesammten Makondeschichten wären danach als cretaceische Bildungen zu betrachten, und die Auffassung, als ob die in tiefer Lage zwischen den Plateaus gefundenen petrefactenführenden Schichten der unteren Kreide eine abweichende Lagerung eingenommen hätten, müsste fallen gelassen werden.

Die Bildungen der unteren Kreide scheinen nur geringe Mächtigkeit und Verbreitung zu besitzen. Ich habe sie nur in der Mbankuru- und der Mandandu-Senke beobachtet. An beiden Stellen bestanden sie aus unreinen bröckligen Kalken.

Nördlich vom Rufiyi wurden an zwei Stellen, am Südostfusse des Usaramo-Plateaus bei Nhitu und westlich von Bagamoyo bei Kigwa, Bildungen der oberen Kreide angetroffen. Auch sie schienen wenig mächtig zu sein. Gleich den Ablagerungen der unteren Kreide nahmen sie geringe Höhe über dem Meeresspiegel ein. Sie bestanden aus grobsandigen bis conglomeratischen Kalken.

Grössere Mächtigkeit und Ausdehnung als die cretaceischen Bildungen besitzen diejenigen des unteren Tertiärs, die von Kilwa an südwärts einen bis zu 20 km breiten, meist aber erheblich schmaleren Streifen längs der Küste bilden. Sie bestehen aus fetten bis mergeligen Thonen, die oft Bänke von unreinem Kalkstein mit Nummuliten einschliessen. Bei Lindi kommt in diesen Schichten eine mehr als 25 m mächtige Partie von festem, massigem Kalk vor, die hier die Oberfläche eines niedrigen Plateaus bildet. In kleinem Maassstabe weist sie alle die vom Karst her bekannten Auswaschungs-Erscheinungen, die Karrenfeld-, Höhlen- und Dolinen-Bildung auf.

Die Schichten scheinen dem Fusse der jurassischen Plateaus ohne Störung angelagert zu sein. Da sie der Erosion leicht erliegen, bilden sie ein stark bewegtes Hügelland, das sich vielfach bis zu Höhen von über 100 m, bei Lindi z. Th. über 200 m Seehöhe, erhebt.

Nördlich vom Rufiyi habe ich von den alttertiären Schichten nichts mehr gesehen. Es muss dahingestellt bleiben, ob sie hier später wieder vollständig zerstört, oder ob noch Reste von ihnen unter später darüber gelagerten jüngeren Schichten verborgen sind.

Die jetzt an der Oberfläche vorzugsweise verbreiteten Schichten gehören dem oberen Tertiär an. Sie sind vorwiegend lehmig-sandiger, untergeordnet auch kalkiger Natur. Gleich den Makonde-Schichten, aus deren Zerstörung sie vielfach hervorgegangen zu sein scheinen und mit denen sie leicht zu verwechseln sind, haben sie meist röthlich-braune Farbe.

Die Schichten besitzen in dem Küstengebiete nördlich vom Rufiyi und auf den der Küste vorgelagerten Inseln weite Verbreitung, fehlen aber auch im Süden des Rufiyi nicht ganz.

Petrefacten habe ich in ihnen sowohl auf dem Festlande, bei Lindi und Tanga, als auch auf den Inseln Mafia, Zanzibar und Pemba sammeln können. Herr Dr. Wolff hat die Bearbeitung dieser Petrefacten übernommen.

Wie weit die jungtertiären Bildungen landeinwärts reichen. habe ich mit Sicherheit nicht feststellen können. Da sie aber durch die die Küsten-Plateaus von einander trennenden Senken mehrfach ohne Unterbrechung in die Sande, welche die weiten, ebenen, im Westen der Plateaus sich ausdehnenden Denudationsgebiete bedecken, übergehen, möchte ich es nicht für unwahrscheinlich halten, dass die Sanddecke dieser Gebiete ihre letzte Lagerung ebenfalls in jungtertiärer Zeit erhalten hat. Die Zerstörung der Juraschichten, die der Ablagerung der Sande voraufgegangen ist, muss, nach der Lagerungsform der Kreidebildungen zu urtheilen, allerdings grossentheils schon in früherer Zeit erfolgt sein.

Seit der Ablagerung der jungtertiären Schichten hat eine starke negative Strandverschiebung stattgefunden.

Diese Verschiebung kann nicht in einfacher Weise, sondern muss mit mehrfachen Schwankungen vor sich gegangen sein.

Die Spuren solcher Schwankungen sind in Gestalt mehrerer deutlich ausgeprägter, alter Strandterrassen längs der Küste vielfach zu erkennen. Die jüngste und besterhaltene Terrasse ist zwischen 10 und 25 m Seehöhe gelegen. Eine ältere, schon weit mehr zerstörte Terrasse nimmt eine Höhe von 40 bis 60 m ein.

Unterhalb des heutigen Wasserspiegels bildet der Meeresboden nach den genauen Seekarten der deutschen und englischen Marine anscheinend auch eine oder mehrere ebene Stnfen, die man vielleicht als Abrasionsterrassen aus der Zeit eines ehemals tieferen Meereswasserstandes wird ansehen dürfen.

Gegenwärtig sprechen alle Anzeichen dafür, dass das Meer wieder in kräftigem Ansteigen begriffen ist. Das Hauptanzeichen dafür ist die starke Abrasionsarbeit, die die Brandung längs der ganzen Küste verrichtet. Steilabbrüche von 5 bis 20 m Höhe und mehr, die von jeder Fluth bespült und benagt werden, sind weit verbreitet. Daneben dürfte das Vorhandensein der zahlreichen, tief in das Land eingreifenden und sich nach oben mannigfach verästelnden, mit Meerwasser gefüllten „Krieks“ darauf hinweisen, dass sich das Meer in einem Stadium des Vordringens gegen das von den Landgewässern zerfurchte Festland befindet.

Zum Schlusse möchte ich noch auf eine Erscheinung, die mir zuerst auf der Reise von Lindi nach dem Nyassa aufgestossen ist, kurz die Aufmerksamkeit lenken.

Verlässt man auf dieser Reise die nördlich vom Mwera-Plateau, südlich vom Makonde-Plateau begrenzte langgestreckte Senke des Lukuledi mit ihrem ebenen, sandigen Boden, so betritt man ohne Aenderung des Niveaus eine weite, flache, lichtbewaldete Landschaft, die auf grossen Strecken völlig ebenen

Charakter hat und sich auf zwölf Tagereisen Länge, bis an den Muhesifluss heran, erstreckt. Es ist das Gebiet, von dem vorhin mehrfach die Rede war, in welchem die Decke der Juraschichten, wie ich annehme, durch abradirende Thätigkeit des Meeres wieder zerstört worden ist. Dass die Juraschichten, und zwar diejenigen der Makondestufe, einst dieses ganze Gebiet überdeckt haben, ergiebt sich daraus, dass westlich vom Muhesiflusse wieder typische Makondeschichten in horizontaler Lagerung und in ähnlicher Höhenlage wie in den Küsten-Plateaus anstehen.

Der Boden des entblössten Gebietes ist in der ganzen, etwa 200 km langen, durchwanderten Strecke so flach gestaltet, dass seine Seehöhe nur etwa zwischen 300 und 420 m als äussersten Grenzen schwankt.

Aus dieser flachen Landschaft erheben sich nun unvermittelt, inselförmig, mit steilem, oft senkrechtem Anstiege zahlreiche, seltsam gestaltete, kahle oder dürftig mit Busch bedeckte Gneisskuppen, die vielfach zu Hunderten von Metern, an einigen Stellen, in den Massassi- und Madyedye-Bergen, auf über 600 m relativer Höhe aufragen.

Es ist ein höchst eigenthümliches Landschaftsbild, das sich dem Beschauer bietet, wenn er eine der Kuppen ersteigt. In unabsehbare Weiten breitet sich die bewaldete Einöde, deren leichte Wellen von oben gesehen völlig verschwinden, aus. In gerader Linie schneidet sie am Horizont ab. Näher und ferner in ganz unregelmässiger Vertheilung erheben sich aus ihr die merkwürdigen Inselberge. Je höher man steigt, aus um so grösseren Fernen werden immer neue Spitzen solcher Berge, deren Fuss noch vom Horizont verdeckt wird, sichtbar. Mächtige domförmige Kuppen wechseln mit spitz pyramidenförmigen Erhebungen. Auch wahre Felsnadeln kommen hier und da vor. Senkrechte Abstürze von Hunderten von Metern Höhe sind nicht selten. Es giebt manche Berge, die allseitig so steil und ungegliedert sind, dass sie als unersteiglich gelten müssen. Die grosse Mehrzahl dieser Berge wächst nicht allmählich aus der umgebenden flachen Landschaft heraus, sondern ist scharf und unvermittelt, nur mit unerheblichen Schuttvorlagerungen gegen sie abgesetzt.

Die umgebende flache Landschaft besteht an der Oberfläche ganz überwiegend aus unfruchtbaren Sanden, deren Mächtigkeit im Grossen und Ganzen aber nur gering sein kann. Dies folgt daraus, dass der Gneiss-Untergrund nicht nur in den hohen Inselbergen aufragt, sondern dazwischen auch vielfach in flachen, schildförmig gekrümmten Rücken zu Tage kommt und in den leicht in das Gelände eingeschnittenen Bachthälern häufig sichtbar wird. Dächte man sich die Sanddecke danach entfernt, so würde nicht

etwa eine wild zerschnittene Gebirgslandschaft zum Vorschein kommen, als deren oberste Gipfel man die Inselberge anzusehen hätte. Es würde sich vielmehr aller Voraussicht nach ein leicht zerfurchtes Gelände zeigen, dessen mittleres Niveau nur unbedeutend von dem der heutigen Landschaft abweichen würde, und gegen das die Inselberge ähnlich scharf abgesetzt sein würden, wie jetzt gegen das sandbedeckte Gelände.

Da sich die Inselberge um ein gutes Stück in die Lukuledi-Senke hinein erstrecken, und einige von ihnen unmittelbar vor den westlichen Steilabfall des Makonde-Plateaus gesetzt erscheinen, ist zu vermuthen, dass auch im Untergrunde der Küsten-Plateaus noch manche dieser Berge versteckt liegen und bei weiterer Zerstörung des Plateaus noch zum Vorschein kommen würden. Jedenfalls muss angenommen werden, dass sowohl die Inselberge wie die flache Gneiss-Oberfläche, aus der sie herauswachsen, in der Hauptsache schon vor Ablagerung der Makonde-Schichten vorhanden gewesen sind.

Es fragt sich, wie man sich die Entstehung dieser eigenthümlichen Landschaftsform denken soll.

Die Erosion des fliessenden Wassers kann die Formen unmöglich hervorgebracht haben.

Herr Professor J. Walther hat in mehreren Veröffentlichungen darauf aufmerksam gemacht, dass ähnliche Inselberge in den Wüstengebieten weit verbreitet seien und dass ihre Entstehung daher wohl mit dem Wüstenklima in ursächlichen Zusammenhang zu bringen sei. Was von den Gesteinsmassen durch Insolation, Verwitterung und Erosion gelöst worden ist, soll durch die Kraft des Windes fortgetragen werden, und es soll so aus einer ursprünglichen Gebirgslandschaft zuletzt eine Ebene mit aufgesetzten Inselbergen als den widerstandsfähigsten Resten der früheren Gebirgszüge entstehen können.

Ich will gewiss nicht daran zweifeln, dass die in der Wüste wirksamen Kräfte unter günstigen Umständen im Laufe langer Zeiten Grosses zu leisten im Stande sind. Dass sie aber die gewaltigen, bis über 600 m hoch aufragenden, aus festen gesunden Gneissen bestehenden Inselberge, wie wir sie in Ost-Afrika vor uns sehen, hätten schaffen und die Gneiss-Oberfläche zwischen ihnen zu einer so gleichbleibenden Höhe hätten abschleifen können, will mir nicht möglich erscheinen.

Die einzige in der Natur wirksame Kraft, welche nach meiner Vorstellung im Stande ist, eine so gewaltige Arbeit zu verrichten, ist diejenige, die von der Brandung eines in allmählichem Vorrücken begriffenen Meeres entfaltet wird. Herr Geh. Rath v. Richthofen hat als Erster in überzeugender Weise auseinandergesetzt,

wie die abradirende Thätigkeit des Meeres ganze Gebirgsmassen auf Hunderte, ja Tausende von Kilometern glatt abzuschleifen und an ihrer Stelle eine ebene, nur langsam landeinwärts ansteigende Fläche zu schaffen vermag. Ich möchte die Oberfläche des Gneisses zwischen den Inselbergen, die sich landeinwärts thatsächlich auch langsam erhebt, für eine Abrasionsfläche aus alter, vorjurassischer Zeit halten. Wenn über diese Fläche die vielen Inselberge hervorragen, so wird anzunehmen sein, dass man es in ihnen mit besonders festen Gesteinspartien, die dem Angriffe der Brandung mehr als die Nachbarpartien getrotzt haben, zu thun hat. Bei der Besteigung einer Anzahl der Inselberge habe ich in der That die Wahrnehmung gemacht, dass die Berge aus recht festen, quarzreichen Gneissen, die auch häufig von höchst festen pegmatitischen Gängen durchzogen waren, bestanden.

Ausser auf dem Marsche von Lindi nach dem Nyassa habe ich die Inselbergs - Landschaft noch einerseits im Westen der hinter Kilwa-Kisswere gelegenen Jura-Plateaus, andererseits nördlich vom unteren Zambesi beobachten können. Auch die Bergmassive von Ost- und West-Usambara und vom Pare-Gebirge sind so scharf gegen eine ebene Umgebung abgesetzt, dass man in ihnen besonders gewaltige Repräsentanten der Inselberge wird erkennen müssen. Nach der Literatur besitzen die Inselberge auch sonst in Afrika eine weite Verbreitung: im Norden von Britisch-Ost-Afrika bis in das Wüstengebiet Nubiens, im Süden bis weit nach Transvaal und dem Kaplande hinein. Auch in West-Afrika scheinen sie vielerwärts vorhanden zu sein.

Es dürfte eine interessante und nicht undankbare Aufgabe sein, nach der vorhandenen Literatur die Verbreitung und den Zusammenhang, auch namentlich die Höhenlage der durch das Auftreten solcher Inselberge ausgezeichneten Gebiete in Afrika festzustellen und danach die Frage zu prüfen, ob man etwa für die Gesammtheit dieser Gebiete eine gleiche Entstehung durch Meeresabrasion annehmen soll, wie ich sie hier für Ost-Afrika angenommen habe.

In der anschliessenden Discussion bemerkte Herr J. WALTHER (Jena), dass die Entstehung der von dem Vortragenden geschilderten Inselberge nur dann auf marine Ablagerung zurückgeführt werden könne, wenn die marine Entstehung der dazwischen liegenden Sedimente durch marine Fossilien bewiesen worden sei, und da der Vortragende keine derartigen Belege gefunden habe, müsse Redner daran festhalten, dass das recente Klima Ost-Afrikas mit seinen Regengüssen und trockenen Winden als Erklärungsursache nicht ohne Weiteres von der Hand gewiesen werden dürfe.

Herr BORNHARDT (Berlin) erwiderte darauf, dass ihm die völlig ebene Ausbreitung der Sande über weite Flächen und das Vorkommen von Anhäufungen wohlgerundeter Gerölle für die marine und gegen eine subaerische Entstehung der Sedimente zu sprechen scheine. Das Nichtauffinden von marinen Fossilien könne nicht verwundern, da die lehmarmen, stark durchlässigen Sande für die Erhaltung von ursprünglich darin eingeschlossenen Fossilien wenig geeignet seien.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

v. RICHTHOFEN. STEUER. NAUMANN. KRUSCH.

Protokoll der Nachmittags-Sitzung vom 26. September 1898.

Der Vorsitzende Herr VON RICHTHOFEN eröffnete die Sitzung um 3 Uhr 15 Min.

Es liegt ein von 125 Mitgliedern der Gesellschaft unterstützter Antrag der Herren LEPSIUS und STEINMANN auf Statutenänderung vor.

Das Wort erhielt zunächst Herr LEPSIUS (Darmstadt) zur Begründung des Antrages.

Derselbe berief sich auf den von verschiedenen Seiten geäusserten Wunsch einer Statuten-Aenderung und beantragte, die Hauptversammlung möge eine Commission wählen, welche unter event. Zugrundelegung eines schon vor der Versammlung an alle Mitglieder verschickten, von den Herren LEPSIUS und STEINMANN aufgestellten Statuten-Entwurfes und der aus dem Kreise der Gesellschaft gemachten anderweitigen Vorschläge, wie solche von den Herren VATER und VORWERG vorliegen, neue Statuten berathen und formuliren solle, die der nächsten Hauptversammlung zur Beschlussfassung vorzulegen sind. Zu Mitgliedern der Kommission schlug Redner vor die Herren HAUCHECORNE, v. RICHTHOFEN, BEYSCHLAG, CREDNER, v. ZITTEL, v. KŒNEN, KOKEN, STEINMANN, LEPSIUS. Um aber die im § 11 der alten Statuten vorgesehene doppelte Beschlussnahme mit dem dadurch entstehenden Zeitverlust zu vermeiden, stellte Redner weiter den Unterantrag, den genannten Paragraphen in folgender Weise umzuändern:

„Aenderungen der gegenwärtigen Satzungen müssen beim Vorstande der Gesellschaft bis zum 1. April schriftlich beantragt, von diesem allen Mitgliedern gleichzeitig mit dem Programm der näch-

sten Hauptversammlung zugeschickt und letzteren zur Beschlussfassung unterbreitet werden. Ueber die beantragten Aenderungen beschliesst die Hauptversammlung durch einfache Mehrheit der anwesenden Mitglieder“.

Der Vorsitzende schlug vor, den Hauptantrag, betreffend Einsetzung einer Commission, zuerst zur Abstimmung zu bringen. An diesen Vorschlag schloss sich eine Discussion, an der sich die Herren CREDNER, v. KŒNEN, OCHSENIUS, JAEKEL, LEPSIUS, VORWERG, BEYSCHLAG, v. ZITTEL und STEINMANN betheiligten. In der darauf folgenden Abstimmung wurde der Antrag gegen eine Stimme angenommen.

Auch über den Unterantrag erhob sich eine Discussion, an der die Herren VORWERG, LEPSIUS, BEYSCHLAG, OPPENHIEM, WICHMANN, v. KŒNEN, STEINMANN, COHEN und v. ZITTEL theilnahmen. Nach Schluss derselben wurde der Antrag zur Abstimmung gebracht und gegen 12 Stimmen abgelehnt. Weitere Anträge wurden nicht gestellt. Gegen die Zusammensetzung der Commission (s. oben) erhob sich kein Widerspruch.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

v. RICHTHOFEN. STEUER. NAUMANN. KRUSCH.

Protokoll der Sitzung vom 27. September 1898.

Vorsitzender: Herr VON ZITTEL.

Das Protokoll der beiden Sitzungen vom 26. September wurde, nachdem die von den Herren LEPSIUS und STEINMANN beantragte Ergänzung, dass ihr Antrag auf Statutenänderung von 125 Mitgliedern unterstützt wurde, hinzugefügt worden, genehmigt.

Die Rechnungsrevisoren beantragten, dem Schatzmeister Herrn LORETZ Entlastung zu ertheilen. Dies geschah mit dem Ausdruck besten Dankes für die gehabte Mühewaltung.

Herr CH. BARROIS (Lille) lud als Generalsecretär des Organisations-Comités des VIII. internationalen Geologencongresses, welcher im Jahre 1900 zu Paris tagen wird, die Mitglieder der Deutschen Geologischen Gesellschaft ein, in recht grosser Zahl am Congress theilzunehmen. Das Organisations-Comité befindet sich in voller Thätigkeit, und die französischen Geologen sind

bemüht, den internationalen Congress für die fremden Gelehrten interessant und für die Weiterentwickelung der geologischen Wissenschaft möglichst nutzbringend zu machen.

Die Sitzungen des Congresses werden am 16. August 1900 in einem besonderen Pavillon der Ausstellung eröffnet.

Geologische Excursionen werden nach den verschiedensten Provinzen Frankreichs unternommen werden, um den Mitgliedern des Congresses ein möglichst vollständiges Bild von dem geologischen Aufbau Frankreichs zu geben. Um aber unter allen Umständen einen zu grossen Andrang zu vermeiden und den Specialisten Fachstudien zu ermöglichen, ist beschlossen worden, eine grosse Anzahl dieser Excursionen gleichzeitig abzuhalten. Die Excursionen zerfallen in drei Gruppen, die vor, während und nach dem Congress stattfinden.

Es werden zweierlei Arten von Excursionen abgehalten: allgemeine, an denen sich sämmtliche Mitglieder betheiligen können, und Special-Excursionen, die nur für Specialisten bestimmt sind und an denen nicht mehr als zwanzig Personen theilnehmen dürfen. Die Pläne dieser Excursionen werden den Gegenstand eines eingehenden Circulars bilden, welches im Jahre 1899 verschickt wird. Vorläufig soll die Liste der in Vorbereitung befindlichen Excursionen mit dem Namen der Gelehrten, die sich bereit erklärt haben, die Führung zu übernehmen, veröffentlicht werden.

I. Excursionen vor dem Congress.

Allgemeine Excursion: Die paläozoischen und mesozoischen Gebiete der Gegend von Boulogne und in der Normandie. Führer: die Herren Gosselet, Munier-Chalmas, Bigot, Cayeux, Pellat, Rigaux.

Special-Excursionen: 1. Die Alpen der Dauphiné und Mont Blanc. Führer: Die Herren Bertrand und Kilian.

2. Das Pelvoux-Massiv. Führer: Herr Termier.

3. Die Muschelerden der Touraine. Führer: Herr Dollfus.

4. Typen der Turon-Etagen der Touraine und der Cenomanschichten von Le Mans. Führer: Herr de Grossouvre.

5. Die krystallinen Gesteine der Pyrenäen. Führer: Herr Lacroix.

6. Die paläozoischen Gebiete von Mayenne. Führer: Herr Oehlert.

7. Die Bretagne. Führer: Herr Barrois.

II. Excursionen während des Congresses.

Allgemeine Excursion: Das Pariser Tertiär-Becken. — Es finden zahlreiche kleine Excursionen statt unter Führung der Herren Munier-Chalmas, Dollfus, L. Janet, Stanislas Meunier, Gosselet, Cayeux.

III. Excursionen nach dem Congress.

Allgemeine Excursion: Die Vulcane der Auvergne, des Plateau Central und der Lozère. Führer: Die Herren Michel Lévy, Boule, Fabre.

Special-Excursionen: 1. Die Vulcane vom Mont-Dore, Kette der Puys und Limagne. Führer: Herr Michel Lévy.

2. Die Ardennen. Führer: Herr Gosselet.

3. Die Provence. Führer: Die Herren Bertrand, Vasseur, Zürcher.

4. Der Mont Ventoux und das Lure-Gebirge. Führer: Die Herren Leenhardt, Kilian, Lory, Paquier.

5. Das Tertiär des Rhône-Beckens, tertiäre und ältere Schichten der Basses-Alpes. Führer: Die Herren Depéret und Haug.

6. Das Massiv der Montagne-Noire. Führer: Herr Bergeron.

7. Das Tertiär des Bordeaux-Beckens. Führer: Herr Fallot.

8. Die mesozoischen Schichten der Charente. Führer: Herr Glangeaud.

9. Morvan. Führer: Die Herren Vélain, Peron, Bréon.

10. Die Sedimente der Pyrenäenkette. Führer: Herr Carez.

11. Die Kohlenbecken von Commentry und Decazeville. Führer: Herr Fayol.

Die Zahl dieser Excursionen kann vermehrt werden, wenn ein derartiger Wunsch von einer gewissen Zahl von auswärtigen Mitgliedern des Congresses unterstützt wird. Ein von den Leitern der verschiedenen Excursionen verfasster, alles umfassender Führer wird im Jahre 1900 gedruckt und vor dem Congresse vertheilt werden.

Daran schloss sich eine kurze Discussion, in der Herr Barrois auf einige von den Herren Hauchecorne und v. Zittel gestellte Fragen, betreffend Zeit und Gang der Excursionen, weitere Auskunft gab. Herr Steinmann regte eine Ausdehnung der Excursionen in das französisch-belgische Diluvium an.

Herr Keilhack (Berlin) sprach über die Entwickelung der glacialen Hydrographie Nord-Deutschlands in derjenigen Rückzugsperiode des letzten Inlandeises, während deren das Eis auf dem Baltischen Höhenrücken und nördlich von demselben lag. Er umsäumt von der jütischen bis zur russischen Grenze die deutsche Ostseeküste. Sein Kamm ist durch eine Endmoräne gekrönt, welche eine lange andauernde Stillstandsperiode während des Rückzuges andeutet. Hinter dieser Endmoräne liegt die Grundmoränen-Landschaft, vor ihr das fluvio-

glaciale Sediment der Schmelzwasser, der sogen. Sandr oder die Haidesand-Landschaft. Von der Weichsel bis zur holsteinischen Grenze stösst dieselbe fast überall unmittelbar an die Endmoränen an, und nur etwa auf dem 14. Theile dieser Linie greift die Grundmoräne über die Endmoräne nach Süden oder Südwesten hin über. Der Beginn der Sandr liegt im Osten, wo der Oderbogen mit dem Weichselbogen zusammenstösst, am höchsten, in einer Meereshöhe von rund 200 m; von da ab senkt sich sein Anfang nach Westen hin, bis er an der Oder seine tiefste Lage in ungefähr 100 m erreicht, und steigt dann westlich der Oder in der Richtung auf Mecklenburg wieder bis auf 150 m an, um sich bis zur holsteinschen Grenze abermals auf etwa 50 m zu senken. Diese Sandflächen besitzen ein Gefälle nach Süden und im westlichen Theile des in Rede stehenden Gebietes nach Südwesten hin, ein Beweis, dass in diesem Sinne auch die Schmelzwasser sich bewegten. Die einzelnen Sandr erreichen ihr südliches Ende in dem früher als nördlichstes angenommenen Urstromthal, welches von Berendt als das Thorn - Eberswalder Hauptthal bezeichnet ist, und gelangten durch verhältnissmässig schmale Pforten zwischen einer Reihe grosser Plateau-Inseln in dasselbe hinein. Durch diese Pforten fliessen noch heute die vom Höhenrücken herabkommenden Gewässer (Schwarzwasser, Brahe, Küddow, Drage, Miezel, Rhin, Dosse) dem Hauptthale zu. Südlich von dem grossen Längsthale beginnen vollständig andere Landschaftsformen, und keiner der einzelnen Sandr setzt sich über dieses Thal hinaus nach Süden hin fort. Schon dadurch charakterisirt sich das von Thorn über Eberswalde nach Hamburg zu verlaufende Hauptthal als das Sammelthal für die gesammten, vom Rande des Inlandeises herabkommenden Schmelzwasserströme, und wir dürfen annehmen, dass die Erosion dieser gewaltigen Wassermassen, zu denen noch die von Süden herkommenden Ströme der Weichsel, Oder und Elbe hinzukommen, dieses Thal in seiner heutigen Ausdehnung geschaffen haben. Der Zusammenhang zwischen Sandr und Thalbildung wird noch dadurch näher bewiesen, dass im Mündungsgebiete der Sandr in's Hauptthal ausgedehnte Thalsandterrassen liegen, die sich im gleichen Niveau mit jenen befinden.

Die höchste Thalsandstufe des Hauptthales liegt im Osten an der Weichsel in ungefähr 80 m Meereshöhe, senkt sich aber bis in die Gegend von Landsberg a. W. bis auf 40 m und behält diese Höhenlage dann bei bis westlich von Eberswalde, um von da bis zur Nordsee hin in langsamem und gleichmässigem Gefälle bis auf wenige Meter über das Meeresniveau zu sinken. Wir müssen annehmen, dass diejenigen Theile des Thales,

in welchen die Terrassen von Osten nach Westen schwach geneigt sind, ein von fliessendem Wasser erfülltes Thal darstellen, während auf der sehr langen Strecke, in der die Terrassen horizontal liegen, ein durch das nördlich davorliegende Eis verursachter Stausee anzunehmen ist, der eine dreizipflige Gestalt besass. Der eine dieser drei Zipfel erstreckte sich von Küstrin bis Landsberg, der andere nach Süden bis über Frankfurt a. O. hinaus, der dritte nach Nordwesten bis Eberswalde, so dass zu jener Zeit das Oder- und Warthebruch von einem grossen See erfüllt waren, dessen grösste Tiefe circa 35 m betrug. Aus diesem See flossen die Gewässer über die Eberswalder Pforte nach Westen hin ab und bewegten sich von da aus als Fluss zur Nordsee. Infolge des Umstandes, dass der Sandr seine grösste nord-südliche Ausdehnung da besitzt, wo sein Beginn an der Endmoräne die höchste Lage ü. M. erreicht, und bei der abnehmenden Höhenlage dieses Beginnes mit der zunehmenden Annäherung der Endmoräne an den Rand des Hauptthales, ergiebt sich ein ziemlich gleichmässiges Gefälle in allen Theilen des Sandr, welches im Mittel auf 1 : 1000 anzunehmen ist.

Die Frage, welchen Weg die Schmelzwasser des Eises nahmen, als das Eis von der durch die Baltische Endmoräne charakterisirten Stillstandslage aus sich weiter nach Norden in das Baltische Küstengebiet zurückgezogen hatte, glaubt der Vortragende durch die Entdeckung eines fast ganz in Pommern liegenden nördlichsten Urstromthales gelöst zu haben, welches er als das „Pommersche Urstromthal“ bezeichnet. Dasselbe beginnt im Nordosten in der Gegend nördlich von Karthaus und verläuft von dort nördlich von den Städten Bütow und Rummelsburg über Pollnow und südlich von Belgard weiter über Plathe in der Richtung auf Gr. Stepenitz, erreicht dort das Stettiner Haff und fliesst von da aus nach Westen hin weiter über Märkisch-Friedland und durch das Mecklenburgisch-Pommersche Grenzthal nach Ribnitz, wo die Küste der heutigen Ostsee erreicht wird. In jener Zeit waren die Inseln der westlichen Ostsee, sowie Rügen, Neu-Vorpommern, Usedom und Wollin und das ganze pommersche Küstenland noch unter dem Eise begraben, welches als ein Stau diente und die Schmelzwasser zwang, zwischen seinem Rande und dem im Süden vorliegenden Baltischen Höhenrücken nach Westen zu fliessen. Da aus dem angegebenen Grunde eine Verbindung mit dem offenen Meere durch die westliche Ostsee noch nicht existirte, so ist anzunehmen, dass die Wasser von Rostock aus im heutigen Küstengebiete der Ostsee sich weiter nach Westen in die Lübecker Bucht bewegten und von dieser aus ihren Abfluss nach Süden durch das Stecknitzthal nahmen, um schliesslich in das untere Elbthal zu gelangen und

durch dasselbe endlich die Nordsee zu erreichen. Dieses Urstromthal, welches bis jetzt nur von seinem Anfang im Osten bis nach Vorpommern hin genau bekannt ist, setzt sich aus einer Anzahl von Flussthalstücken mit dazwischen eingeschalteten Seen zusammen. Beide lassen sich auch hier wieder dadurch unterscheiden, dass im ersteren Falle die Terrassen sich nach Westen senken, im anderen Falle dagegen horizontale Flächen bilden. In dem ersten Thalstücke, welches vom östlichen Beginn bis in die Gegend des Jassener Sees reicht, senkt sich der Thalboden von 150 auf 120 m Meereshöhe. Dann folgt ein etwa 40—50 km langes Seestück, welches dadurch veranlasst ist, dass in der Gegend von Pollnow ein hoch aufragender, spornartiger Rücken von der Seenplatte aus nach Norden bis in die Gegend von Varzin sich vorschiebt, der in seinem nördlichen Theile von Eis bedeckt war. Das Wasser in diesem östlichen Stausee, der nach der nächstgelegenen Stadt als der „Rummelsburger" bezeichnet wurde, musste also so lange steigen, bis es die Höhe der tiefsten Einsattelung in dem vorliegenden Hinderniss erreicht hatte. Es ist dies die Kaffziger Pforte, östlich von Pollnow, die den angesammelten Wassern des Sees als Wasserpass diente und sie nach Westen hin weiter fortführte in einem Flussthale, welches bis Gr.-Tychow südlich von Belgard sich von 120 auf 60 m senkte. Hier wurde durch den analog nach Norden sich vorschiebenden Gr.-Rambiner Rücken ein zweiter Stausee erzeugt, der heute von der Persante durchflossen wird. Im dritten Flussstücke senkte sich das Thal von 60 auf 25 m und kam in den dritten und grössten Stausee hinein, als dessen Rest das heutige Stettiner Haff aufzufassen ist. Dieser Oderstausee besass eine Länge von 70—80 und eine nord-südliche Breite von 30—40 km und nahm, da inzwischen infolge der Senkung des Wassers im Küstriner Stausee die Eberswalder Pforte nicht mehr von ihnen überschritten werden konnte, die vereinigten Oder- und Weichselwasser auf. Die gesammte Wassermasse bewegte sich dann entlang des Randes des Inlandeises, in der Richtung auf Ribnitz weiter, und dieses Thalstück senkte sich gleichzeitig von 25 auf 15 m. In dieser Höhe lag der vierte und westlichste Stausee, derjenige der Lübecker Bucht, aus dem die Wasser schliesslich nach Süden hin zum Elbthale abflossen. Dass diese grossen Staubecken und die sie verbindenden Thäler dadurch erzeugt wurden, dass das Eis unmittelbar im Norden davorlag, lässt sich daran erkennen, dass einmal in der angenommenen Stillstandslinie an mehreren Stellen kleinere und grössere Stücke echter Endmoräne sich gebildet haben, sodann aber aus dem Umstande, dass an einer grossen Anzahl von Stellen die See-

und Flussthalterrassen, die nach Süden hin sich an den Höhenrücken anlehnen, nach Norden hin keinerlei Begrenzung durch höher gelegene Plateaus besitzen, sondern in dieser Richtung abbrechen, so dass man an diesen Stellen von den höher gelegenen Terrassenflächen auf tiefer gelegene, mit Grundmoräne überkleidete diluviale Plateaus hinabsteigt. An manchen Stellen sind diese Höhenunterschiede ausserordentlich bedeutend. So liegt z. B. nördlich von Pollnow der Rand einer solchen Terrasse in 100 m Meereshöhe, und das Gelände senkt sich von hier aus nach Norden in schnellem Gefälle auf 25 — 30 m Meereshöhe, und in ganz ähnlicher Weise endigt die in 60 m Meereshöhe liegende Terrasse des Persantestausees nach Norden hin mit einem 30 m hohen Steilabfall. Unter Zuhülfenahme dieser Erscheinungen ist es möglich, die Lage des Eisrandes zur Zeit der Bildung dieser Terrassen so genau festzustellen, dass der muthmaassliche Fehler an manchen Stellen kaum ein Kilometer beträgt.

Als das Eis westlich der Oder sich eine Strecke zurückgezogen hatte, wurde tiefer gelegenes Land vom Eise befreit, und die Schmelzwasser konnten einen bequemeren Abfluss in tieferem Niveau finden. Dadurch wurde der Wasserspiegel im Oderstausee von 25 auf 15 m gesenkt, und es bildete sich durch Aufschüttung von Norden und Süden her in demselben eine neue Terrasse in der angegebenen Meereshöhe. Durch diese Senkung wurde der Wasserpass im Stecknitzthal trocken gelegt, und die Gewässer flossen durch eine der Wasserstrassen, die die dänischen Inseln heute von der jütischen Halbinsel trennen, dem Kattegat zu. Der östlich der Oder gelegene Theil des Urstromthales wurde unverändert noch von den Schmelzwassern weiter benutzt, da die Rückzugsbewegung des Eises im Westen bedeutend schneller vor sich ging als im Osten. Durch eine abermalige Rückzugsbewegung des Eises wurde das vorpommersche Festland frei, während Rügen noch unter Eisbedeckung lag, und unter gleichzeitiger Senkung des Wasserspiegels im Oderstausee auf eine Meereshöhe von 6 — 7 m erfolgte eine abermalige Verlegung des Abflusses, der nunmehr durch den Strelasund ging. Dadurch wurde auch der westlich an den Oderstausee angrenzende Theil des Urstromthales trocken gelegt, und die Schmelzwasser flossen durch ein Thal westlich von Gülzow auf Wollin zu. Die nächste Rückzugsbewegung des Eises berührt bereits den Persantestausee, dessen Wasserspiegel plötzlich eine Senkung von 60 auf 20 m erfuhr, wodurch derselbe in kürzester Frist trocken gelegt wurde. Die Wasser des Urstromthales flossen in jener Zeit nicht mehr über Gr.-Tychow, sondern wendeten sich von Brückenkrug an unter einer gleichfalls sehr beträchtlichen Senkung ihrer Terrassen südlich von Cöslin auf Belgard

zu und von hier aus zum Theil durch das heutige Persantethal weiter nach Westen hin. Durch zwei weitere Rückzugsbewegungen wurde der Spiegel des Rummelsburger Sees zunächst von 120 auf 100 m gesenkt und eingeengt und durch eine weitere Senkung auf 60--70 m vollkommen trocken gelegt.

Das gesammte zwischen Oder und Weichsel liegende pommersche Küstengebiet wird von einem ausserordentlich complicirten System von Thälern durchzogen, von denen ein Theil ostwestlich verlaufende Randthäler des Inlandeises während seiner einzelnen, wahrscheinlich sehr kurzen Rückzugsphasen darstellt, während die rechtwinklig dazu stehenden Thäler subglacialen Ursprunges sind und von den Schmelzwassern unter der Eisdecke erzeugt wurden. Jede kleine Rückzugsbewegung schuf neue Abflusswege nach dem in immer grösserer Ausdehnung eisfrei werdenden Ostseebecken hin, und in relativ kurzer Zeit entwickelte sich durch eine Reihe von Uebergängen hindurch das heutige hydrographische System Hinterpommerns, dessen Haupteigenthümlichkeit darin besteht, dass die sämmtlichen Küstenflüsse abwechselnd Längs- und Querthäler benutzen, wodurch sie ihre eigenthümlich scharfen, rechtwinkligen Knicke erhalten. Es ist dem Vortragenden möglich gewesen, mit Zuhülfenahme aller dieser Erscheinungen die einzelnen Phasen des Rückzuges in diesem Gebiete so darzustellen, dass man den Verlauf dieser Bewegung klar erkennen kann, und es ergiebt sich dabei, dass innerhalb jeder einzelnen Phase der Betrag der Abschmelzung in west-östlicher Richtung denjenigen in nord-südlicher bei Weitem überwog, so dass die einzelnen Eisrandlinien nach Osten hin stark convergiren, während sie nach Westen hin breit auseinandergehen. Während der letzten Phase der Eisrandlage in Hinterpommern entstand auf diese Weise das heute von der Rheda und Leba benutzte Thal, welches sich von der Danziger Bucht nach der Ostsee quer durch das Land hindurchzieht. Das letztere Thal ist das einzige pommersche Thal, bei welchem die Annahme einer postglacialen Krustenbewegung kaum zu vermeiden sein wird, da dasselbe vom Weichseldelta aus nach Westen hin zunächst ansteigt, um sich dann etwa von Boschpal aus wieder nach der Ostsee hin zu senken. In dieser Zeit war auch das Gebiet der unteren Weichsel bereits eisfrei, und die Gewässer der letzteren konnten das Frische Haff erreichen und durch das oben genannte Lebathal schliesslich in die Ostsee hinein gelangen. Der Abfluss der Weichselgewässer nach Westen hin über die Bromberger Pforte wurde entbehrlich und trocken gelegt und auch für den östlichsten der grossen deutschen Ströme der nächste Weg nach Norden hin durch eine alte subglaciale Schmelzwasserrinne von grosser Breite eröffnet.

Die Resultate der langjährigen Arbeiten des Vortragenden werden in einer von zahlreichen Karten begleiteten ausführlichen Darstellung demnächst in den Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt in Berlin erscheinen. Der Vortragende sprach den Wunsch aus, es möchten den seinigen ähnliche Untersuchungen über die Hydrographie der Glacialzeit auch in den östlich, südlich und westlich an das seinige anstossenden Gebieten vorgenommen werden, damit auf diese Weise ein zusammenhängendes Bild von dem Verlaufe des Eisrückzuges während der letzten Glacialzeit gewonnen werden könnte.

In der Discussion wies Herr E. GEINITZ (Rostock) zur Bestätigung auf die Endmoränenreste, die auch im nördlichen Mecklenburg, nördlich der zwei deutlichen „Hauptmoränen", sich finden, auf die Thalsande der Rostocker Haide und des Fischlandes bis Darsser Ortes und auf den im Jahre 1886 als „mecklenburgisch-pommersches Grenzthal" bezeichneten grossen Thallauf hin. Nach seiner Meinung kommen bei Beurtheilung der Lagerungsverhältnisse auch spätere Senkungen in Frage.

Herr KEILHACK erwiderte darauf, dass er bei seinen Aufnahmen keinerlei Anzeichen von postglacialen Senkungen bemerkt habe.

Herr DEECKE (Greifswald) äusserte sich zu dem Vortrage in zustimmender Weise und bemerkte, dass auch in Vorpommern auf der Hochfläche zwischen Tollensethal und dem Strelasunde Sande vorkommen, welche vielleicht den Terrassen Hinterpommerns entsprechen. Auch deuten manche unregelmässige Bodenformen bei Richtenberg, Gützkow und an anderen Orten darauf hin, dass sich auch dort die Rückzugsetappen des Eisstromes werden nachweisen lassen. Mit dem Strelasunde steht das Rinnensystem des Greifswalder Boddens und des Peene-Auslaufes vielleicht in derselben Weise in Zusammenhang wie weiter westlich Peene und Trebelthal. Der zugehörige Eisrand könnte durch die isolirten Grundmoränen-Gebiete Rügens bezeichnet sein.

Herr STEINMANN (Freiburg) sprach über die Entwickelung des Diluviums in Südwest-Deutschland.

Als naturgemässer Ausgangspunkt für die zeitliche Gliederung der Diluvialbildungen ergiebt sich in Südwest-Deutschland wie im Alpenvorlande die Zone orographisch deutlich entwickelter, weil so gut wie unverletzter Endmoränen der letzten Eiszeit. Sie stellen zusammen mit den sich daran schliessenden Schotterauffüllungen der Niederterrasse eine auffällige und, in der Mehr-

zahl der Vorkommnisse, die am leichtesten wieder zu erkennende Bildung des Diluviums überhaupt dar. Diese Endmoränenzone ist von den meisten Forschern im Alpenvorlande als die äussere Grenze der Eisbedeckung der letzten Eiszeit angenommen und als „innere Moräne" bezeichnet worden. Jedoch ist diese Ausdrucksweise leicht Missverständnissen ausgesetzt, weil die sog. „äusseren Moränen" der älteren Diluvialzeit nicht oder wohl nur in den seltensten Fällen noch den Charakter von Endmoränen deutlich erkennen lassen und weil hinter den sog. „inneren Moränen" noch näher an die Ausgangsflächen der Vereisung gerückte, ebenfalls deutliche Endmoränenzüge erscheinen, welche mit grösserer Berechtigung als „innere" angesprochen werden könnten. Es erscheint daher zweckmässiger, die „inneren" Moränen Hauptendmoränen zu nennen, denn ihre Kennzeichen sind:

1. das Fehlen ähnlich grossartig entwickelter, von Löss und Lehm nicht bedeckter, typischer Endmoränen ausserhalb derselben. Damit steht im Zusammenhange, dass die echte Moränenlandschaft mit ihren bekannten orographischen und hydrographischen Ausgestaltungen nur in und hinter dieser Hauptmoränenzone angetroffen wird.
2. der Beginn der grossen, frischen, meist nur von den jetzigen Flussläufen zersägten, fluvioglacialen Aufschüttungen der sog. Niederterrasse an den Hauptendmoränen.

Es empfiehlt sich auch noch aus einem anderen Grunde in Südwest-Deutschland als Ausgangspunkt für die Gliederung die Hauptendmoräne zu wählen. Die an die Endmoräne der höheren Theile des Schwarzwaldes und der Vogesen unmittelbar anschliessenden Niederterrassen lassen sich bis in die Rheinebene verfolgen, wo sie mit den fluvioglacialen Aufschüttungen der letzten Vereisung der Schweizer Alpen verschmelzen, derart, dass, wenn man von der Rheinthalebene ausgehend die Niederterrassen aufwärts verfolgt, man sie in den oberrheinischen Gebirgen wie im Alpenlande an den Hauptendmoränen endigen sieht. Damit ist für letztere der Beweis ihrer Gleichaltrigkeit unzweifelhaft erbracht.

Für andere Glacialgebiete, wie für das norddeutsche oder gar das nordamerikanische, lässt sich wegen des mangelnden Zusammenhanges der Nachweis der Gleichaltrigkeit der Hauptendmoränen zwar nicht direct erbringen, aber es ist ja bekannt, dass sich die Verhältnisse des Alpenlandes und des Oberrheingebietes, namentlich soweit die Erscheinungen der Hauptendmoränen in Frage kommen, dort in ganz analoger Weise wiederholen. Es hiesse daher meiner Ansicht nach unsere Erkenntniss rückwärts schrauben, wollte man ohne zwingende Gründe an die-

sem Angelpunkte der allgemeinen Diluvialgliederung rütteln[1]), und ebenso wenig erscheint es zweckmässig, akademisch zu erörtern, ob man die durch die Hauptendmoränen gekennzeichnete Phase der Diluvialzeit als gesonderte Eiszeit oder nur als ein Rückzugstadium auffassen soll.

Zur Zeit der Bildung der Hauptendmoränen lag in den südlichen Theilen der oberrheinischen Gebirge die Schneegrenze in beiläufig 700—800 m Meereshöhe, eine Ziffer, die sehr wohl mit den entsprechenden Bestimmungen für das Juragebirge und die Alpen übereinstimmt. Dort befand sich die Schneegrenze fast durchgängig in über 1000 m Meereshöhe; nur stellenweise, wie in den Salzburger Alpen (nach Brückner), etwas darunter (900 m). Das bedeutet eine Höhendifferenz gegenüber der jetzigen Lage der Schneegrenze von ungefähr 1200 m. Aus dieser Lage der Schneegrenze in den oberrheinischen Gebirgen erklärt sich die auffallend ungleiche Vertheilung der Niederterrassen - Aufschüttung in den Thälern derselben. Diejenigen Thäler nämlich, welche in den höheren, im Allgemeinen über 800 m hoch aufragenden Theilen der oberrheinischen Gebirge endigen, sind in ihren unteren Theilen mit mehr oder minder mächtigen Geröllmassen angefüllt, während den Thälern, deren Einzugsgebiet in oder unter jener Höhe liegt, die Geröllmassen ebenso wie die Hauptendmoränen fehlen.[2]). Man darf in dieser Erscheinung den Beweis dafür erblicken, dass die Bildung der Niederterrassen allgemein auf fluvioglacialem, nicht auf fluviatilem Wege erfolgt ist, und zwar auch dort, wo ihr Anschluss an Hauptendmoränen nicht unmittelbar erkennbar ist. Denn wenn die Geröllauffüllungen nur fluviatilen Ursprungs wären, so müsste ihre Mächtigkeit ganz allgemein der Ausdehnung und Höhenlage des Einzugsgebiets und anderen orographischen und klimatischen Factoren direct proportional sein, was thatsächlich nicht zutrifft. Vielmehr giebt es ausgedehnte, von

---

[1]) Eine unzweideutige Bezeichnung der einzelnen Diluvialstufen steht noch aus. Will man die Hauptendmoränen-Stufe mit einem der von Geikie vorgeschlagenen Namen bezeichnen, so kommt man zunächst in Verlegenheit. Denn die Hauptendmoräne des alpinen Gebietes hat dieser Forscher nach Penck in die Polnische Stufe, diejenige Nord-Deutschlands und Schottlands in die Mecklenburgische Stufe eingereiht, während doch eine Altersverschiedenheit für diese Gebiete so gut wie ausgeschlossen erscheint. Für mich sind die „inneren Moränen“ des Alpengebietes gleichalterig mit den holsteinisch-pommerschen sowie mit den schottischen Endmoränen, ebenso auch mit denjenigen Nord-Amerikas (Wisconsin Formation Chamberlin's).

[2]) Es versteht sich von selbst, dass für die Gletscherbildung nicht die Höhenlage allein, sondern auch die Massigkeit der Gebirgsentwickelung sowie die klimatische Orientirung des Gebirgstheils maassgebend ist.

steilen bis etwa 800 m aufsteigenden Bergen umrahmte Thäler von gleicher Neigung wie die mit Niederterrassen erfüllte, in welchen eine der Niederterrasse irgendwie vergleichbare Aufschüttung durchaus fehlt. [1])

Man hat sich gewöhnt, alle Endmoränen, welche zwischen der Hauptendmoränen-Zone und dem Ausgangsgebiete der Vereisung liegen, also Rückzugsmoränen in Bezug auf die Hauptendmoränen darstellen, postglacial zu nennen. Das ist eine bequeme, wenn auch keineswegs einwurfsfreie Bezeichnung; denn auch die Hauptendmoränen können als Rückzugsmoränen in Bezug auf die früheren grösseren Vereisungen aufgefasst werden und sie werden in manchen Gebieten ja auch thatsächlich als solche betrachtet. Die Bildungsweise der Hauptendmoränen wiederholt sich in den postglacialen Endmoränen, die auch ihrerseits zur Bildung von fluvioglacialen Aufschüttungen in kleinerem Maassstabe geführt haben. So liegt der Unterschied nicht in der Art, sondern in dem verschiedenen Ausmaass und in der verschiedenen Zeit der Bildung.

Im Unterschiede von den Hauptendmoränen, welche in den südlichen Theilen des oberrheinischen Gebirges hauptsächlich in den grossen Thälern zur Entwickelung gelangt sind, beschränken sich die „postglacialen“ Moränen auf die nähere Umgebung der höheren und höchsten Erhebungen; sie liegen den Thalenden genähert und schliessen vielfach die reizvollen Karseen des Schwarzwaldes und der Vogesen nach unten ab. Nach dem gegenwärtigen unvollkommenen Zustande unserer Kenntnisse lässt sich die Zahl der Rückzugsmoränen für die oberrheinischen Gebirge noch nicht allgemeingültig feststellen. Ich halte es nicht für unwahrscheinlich, dass die anscheinend grosse Zahl von Rückzugsphasen, wie ich sie z. B. im Schwarzwalde hauptsächlich nach der Höhenlage der Endmoränen zu unterscheiden versucht habe, sich auf wenige, eine oder zwei, wird reduciren lassen, sobald grössere Gebiete genauer untersucht sein werden. Ein sicheres Ergebniss wird sich aber durch den Vergleich mehrerer benachbarten Glacialgebiete herausstellen. Für jetzt mag der Hinweis genügen, dass postglaciale Endmoränen in den oberrheinischen Gebirgen ebenso wie in den Alpen und in den nordischen Glacialgebieten nachgewiesen sind, und dass wir sie in allen denjenigen Mittelgebirgen zu finden erwarten dürfen, deren Erhebung die Höhe der Schneegrenze zur Hauptendmoränenzeit um 200 bis 300 m übertrifft.

Als das zeitliche Aequivalent der postglacialen Moränen

---

[1]) Als Beispiel erwähne ich das Kleinkappler Thal bei Freiburg.

und Schotter im Gebirge ergiebt sich im Rheinthale und in den grösseren Nebenthälern das sog. Alluvium. Am deutlichsten hebt sich das Alluvium von der Niederterrasse im Rheinthale zwischen Basel und Breisach ab, wo der Rhein sich mehr oder minder tief in die Niederterrasse eingeschnitten hat. Diese postglaciale Erosionsrinne setzt auf der badischen Seite durch einen einfachen Steilabsturz schroff von der Hochfläche der Niederterrasse, dem sog. Hochgestade, ab, während auf der elsässer Seite mehrere Erosionsstufen zu ihr hinaufführen. Alle Absätze innerhalb dieser Rinne sind eben jünger als die Glacialterrasse selbst. Dem Rheinthal ähnlich verhalten sich die grossen Seitenthäler, nur sind alle Verhältnisse entsprechend schwächer zum Ausdruck gelangt. Schwieriger gestaltet sich dagegen die Unterscheidung zwischen „Diluvium“ und „Alluvium“ dort, wo die alluvialen Bildungen nicht in deutlich abgesetzten Rinnen unterhalb der Oberfläche der Niederterrasse abgelagert sind, sondern wo sie letzterer auflagern. Immerhin kann als durchgängiges Unterscheidungsmerkmal in diesem Falle die Verschiedenheit der Korngrösse gelten, welche ein unmittelbarer Ausdruck der fluvioglacialen Thätigkeit einerseits, der fluviatilen andererseits ist. Ausgedehnte alluviale Decken sind wohl ausnahmslos feinkörnig, und nur die Gerölle der Thalrinne selbst kommen an Grösse denen des Niederterrassenschotters gleich.

Die bis jetzt besprochenen Bildungen sind durch gewisse gemeinsame Merkmale ausgezeichnet, durch den relativ frischen Erhaltungszustand ihres Materials sowie durch das vollständige Fehlen von fremdem Gesteinsmaterial. Die Moränen, Schotter und Sande, welchen man in den Thälern des oberen Schwarzwaldes oder der höheren Vogesen begegnet, tragen insofern eine ganz locale Färbung, als sie entsprechend dem Fehlen oder doch der ganz minimalen und localisirten Verbreitung von Carbonatgesteinen kalkfrei genannt werden können; auch die feinen, schlickartigen Absätze der Thäler oder Gebirgsseen bieten keinerlei Beziehungen, weder nach ihrer mineralogischen Beschaffenheit, noch nach ihrer Structur mit dem carbonatreichen Löss oder seinem Verwitterungsproducte, dem Lösslehm. Aber auch dort, wo die Niederterrassen aus dem Gebirge in das mit Löss und Lösslehm bedeckte Vorland herausgetreten sind, setzen sie an den Lössgebieten als jüngere Thalauffüllungen ab. Die Endmoränen und ihre fluvioglacialen Aufschüttungen werden nicht von Löss bedeckt, und wo es den Anschein hat, als ob dies doch der Fall sei, erweist sich die Löss- oder Lehmdecke als eine rasch auskeilende, schuttkegelartig darüber geschwemmte Bildung, die nur als ein mit Lössmaterial vermischtes oder auch fast ausschliesslich daraus

bestehendes Aequivalent der alluvialen Aufschwemmungen gedeutet werden kann. Im Oberrheingebiete meidet der Löss gerade wie im Alpenvorlande und in Nord-Deutschland das Gebiet der letzten Vereisung. Aus diesem Verhalten ergiebt sich die Berechtigung, die Hauptendmoränen und Niederterrassenschotter sammt den Rückzugsmoränen als jüngere diluviale Aufschüttungen von den älteren zu trennen, wobei es nur von untergeordneter Bedeutung ist, ob man dann noch ein sog. Alluvium unterscheiden will oder nicht.

Mittlere und ältere diluviale Aufschüttungen.

Nach dem Gesagten fallen den mittleren und älteren Diluvialbildungen alle glacialen und fluvioglacialen Geröllmassen zu, die von Löss bedeckt sind, sowie Löss und Lösslehm selbst. Es hat sich nun im Laufe der Untersuchungen im Oberrheingebiet herausgestellt, dass eine derart einfache Gliederung, wie sie für das Alpengebiet anfänglich zweckmässig erschien und auch heute noch vielfach für zutreffend erachtet wird, hier nicht genügt. Wenn wir vorläufig absehen von den ältesten Glacialbildungen, die gewöhnlich der Pliocänzeit zugeschrieben und deren fluvioglaciale Absätze als Deckenschotter bezeichnet werden, so sollten nach dem Schema der Verhältnisse des Alpenvorlandes nur noch zwei Glieder übrig bleiben, nämlich die Bildungen der II oder grossen Eiszeit in der Form von Moränen und Hochterrassenschottern und der Löss, der sich zwischen die II. und III. Eiszeit einschiebt.

Was zunächst den Löss angeht, so hat sich als übereinstimmendes Resultat der Aufnahmen im Elsass, in Hessen und Baden ergeben, dass dieser weit davon entfernt ist, eine einheitliche Bildung darzustellen. Es wurde schon erwähnt, dass verschwemmter Löss, meist in verunreinigter Form und mehr oder minder stark verlehmt, sich als ein postglacialer Absatz auf der Niederterrasse findet. Aber auch hiervon abgesehen, zeigen die eigentlichen Lössabsätze eine Mannigfaltigkeit, die auf drei verschiedenen Modificationen in der Erscheinung beruht. Wir haben den Löss zu unterscheiden:

1. nach seiner Facies,
2. nach seinem Erhaltungszustande,
3. nach seinem Alter.

1. Die Faciesbildungen des Löss.

Unabhängig vom Alter und Erhaltungszustande des Löss können wir drei verschiedene Ausbildungsweisen desselben aus-

einanderhalten, die offenbar mit der Art und Weise seiner Entstehung zusammenhängen.

a. Der reine, ungeschichtete Löss kann als Typus des Löss überhaupt aufgefasst werden. Er ist schichtungslos, frei von fremden Beimischungen und im Allgemeinen gleichmässig gelbgrau gefärbt. Er ist arm an Thierresten, meist sogar ganz fossilfrei. Die etwa vorkommenden Reste gehören ausschliesslich den drei gemeinsten Schneckenarten, *Pupa muscorum, Helix hispida* und *Succinea oblonga,* an.

b. Der Sandlöss, eine Mischung von Löss mit Sand, kleinen Geröllen oder thonigem Material localen Ursprungs, zeichnet sich durch Schichtung (auch Kreuzschichtung), oft verbunden mit wechselnder Beschaffenheit oder Farbe des Gesteins, aus. Er enthält meist reichlich Schnecken, und zwar neben den drei gewöhnlichen Arten vorwiegend Landschnecken. Stellenweise, so besonders in der Nähe der Einmündung grösserer Seitenthäler in's Rheinthal, führt er aber auch zahlreiche Süsswasser-Conchylien. In seiner Verbreitung beschränkt er sich auf die Regionen der Flussthäler, im Besonderen auf die Nähe des Rheinthales und kann daher auch als „Thallöss" bezeichnet werden.

c. Der Gehängelöss[1]) ist eine meist nur wenig mächtige Bildung, deren Merkmal in der stets vorhandenen Gehängeschichtung besteht. Mit ihr Hand in Hand geht ein Wechsel in der Beschaffenheit, der durch verschieden starke Beimischung von Material aus dem Untergrund des nächsthöheren Niveaus verursacht ist. Schmitzenartig sind Brocken festeren Gesteins, Sand oder Lösslehmbutzen darin vertheilt, und ebenso liegen auch die Lössschnecken oft in schrägen Streifen darin eingebettet. Die Schneckenfauna pflegt reich zu sein; Süsswasserformen fehlen, dagegen sind Reste von höheren Landthieren relativ häufig. Wohl immer war der Gehängelöss, wie ursprünglich auch meist der Sandlöss, noch von einer Lage reinen Lösses überdeckt. Er findet sich daher in den tieferen Lagen des sog. Lössprofils und stets auf oder unmittelbar neben einer geneigten Unterlage.

Die Unterschiede zwischen diesen drei Facies des Löss sind das nothwendige Ergebniss der Verschiedenheit der Bildungsräume,

---

[1]) Als Gehängelöss werden zwei wesentlich verschiedene Lössarten bezeichnet, nämlich alluviale Gehängebildungen, die nur durch Regeneration am Gehänge der Lössberge entstanden sind, und die eine lockere Beschaffenheit besitzen; andererseits Lössmassen, deren Entstehung in die Zeit der Lössbildung selbst fällt, und die nur die Gehängefacies des Löss selbst darstellen. Diese enthalten daher auch keine alluvialen Schneckenformen wie der „verschwemmte Löss des Gehänges".

in denen der Löss zum Absatz gelangte: der Thalniederungen (Sandlöss), der Gehänge (Gehängelöss) und der wenig oder gar nicht geneigten Flächen (reiner Löss). In welcher Form der Löss uns aber auch entgegentritt, stets erscheint er als ein fremdes Material, das wohl mit dem örtlichen gemischt sein kann, sich selbst aber nie darauf zurückführen lässt. Es wurde schon betont, dass der Löss sich nirgends als das feine Ausschlämmungsprodukt der Moränen oder Schotter der letzten Eiszeit in den oberrheinischen Gebirgen gebildet hat. Aber auch zu den feinsandigen Absätzen vorwiegend alpinen Ursprungs, dem Rheinsand, der in seiner Zusammensetzung, speciell durch seinen hohen Carbonatgehalt, dem Löss chemisch und mineralogisch nahesteht, besitzt er nur zufällige, keine genetischen Beziehungen. Die Richtigkeit dieser Behauptung wird am besten durch die Thatsache illustrirt, dass jede Beimischung im Löss, auch die des feinen Rheinsandes, unmittelbar als etwas vom Lössmaterial durchaus Verschiedenes zu erkennen ist. Diese vollständige Unabhängigkeit des Löss sowohl von der Beschaffenheit des Untergrundes, als auch von der örtlich wechselnden Zusammensetzung der glacialen, fluvioglacialen und fluviatilen Bildungen hat neben der unvergleichlichen Art seines Auftretens sowie seiner eigenartigen Structur der Theorie seiner äolischen Entstehung einen sich stetig vergrössernden Anhängerkreis verschafft. Nicht minder verdient, meiner Auffassung nach, die Thatsache in den Vordergrund gerückt zu werden, dass das Lössmaterial dem Oberrheingebiete ebenso fremd ist, wie dem norddeutschen Tieflande das nordische Glacialmaterial. Das Ursprungsgebiet unseres Löss liegt, wie ich annehme, im Norden, wo beim wiederholten Abschmelzen des Inlandeises ungeheure Mengen feinsten unverwitterten Glacialsandes von gleichförmiger Durchschnitts-Zusammensetzung zunächst ausgeschlämmt und dann einem äolischen Aufbereitungsprocess unterworfen wurden. Das Complementär-Material des Löss sind die gröberen Sande und Geröllmassen des älteren Diluviums im Norden; aus der Mischung dieser verschiedenen Gesteinsarten würde das Ausgangsproduct, die Grundmoräne, resultiren.

2. Der Erhaltungszustand des Löss.

Der Lösslehm ist das Product chemischer Verwitterung des Löss. Der Zersetzungsvorgang gelangt in der Auslaugung des Kalkes sowie in der Ausscheidung des an Ort und Stelle verbleibenden Thons und der Eisen-Mangan-Oxyde zum Ausdruck. Der fortgeführte Kalk wird, soweit er nicht dem Quell- und Grundwasser zugeführt wird, zunächst in den tieferen Lagen der Lössschicht in der Form von Lösskindeln wieder ausgeschieden,

oder er gelangt auch wohl erst in dem liegenden Gestein als Kluftausfüllung zum Absatz. Infolge der Homogenität des Löss, des Fehlens von Klüften, geht die Zersetzung schrittweise von oben nach unten voran; es wird keine tiefere Lage verlehmt, so lange sich noch unverlehmter Löss über ihr befindet. Es bildet also der Lösslehm gesetzmässig eine Decke von gleichmässiger Mächtigkeit über dem noch unzersetzten Löss. Da nun aber die Zersetzung der Silicate und die Auflösung der Carbonate des Löss durch Kohlensäure und Humussäure bewirkt wird, und diese sich vorwiegend aus den zersetzten Pflanzenstoffen rekrutiren, so weist das Vorhandensein einer Lehmdecke auf die zeitweilige Existenz einer Vegetationsdecke hin.[1] Das Ausmaass der Verlehmung sollte demnach im Verhältniss zur Dauer und Intensität der Vegetation stehen, und es wäre zu erwarten, dass im Oberrheingebiet erhebliche Unterschiede in der Stärke der Verlehmung bestünden, da ja hier starke klimatische Differenzen auf engem Raume neben einander vorhanden sind, und dementsprechend die Intensität der Vegetation beträchtlichen Schwankungen unterworfen ist. Das trifft auch thatsächlich zu. In der nächsten Umgebung der niederschlagsarmen Rheinebene tritt der Löss ganz überwiegend in unzersetztem Zustande auf; seine Verlehmung nimmt ganz unabhängig von sonstigen Verschiedenheiten im Anstieg gegen die oberrheinischen Gebirge zu, derart, dass wir am Fusse derselben und innerhalb ihrer Thäler vorwiegend oder ausschliesslich Lösslehm antreffen. Dieser Wechsel des Erhaltungszustandes betrifft die Lössablagerungen verschiedenen Alters in wesentlich gleichartiger, wenn auch nicht gleich starker Weise, ein deutlicher Hinweis auf die Gesetzmässigkeit des Vorganges zu verschiedenen Zeiten.

Aus diesem Verhalten erklärt es sich auch, dass die zeitliche Gliederung der Lössabsätze, welche auf einem mehrfachen Wechsel frischer und verlehmter Lössmassen basirt, nur in der Nähe der Rheinebene leicht und deutlich beobachtet werden kann, da die Verlehmung gerade die hauptsächlichsten Unterscheidungs-Merkmale undeutlich macht oder ganz verwischt.

3. Die Gliederung des Löss.

In der geologischen Kartirung des Oberrheingebietes hat eine Eintheilung des Löss in eine ältere und eine jüngere Stufe all-

[1]) Doch wäre es irrig, die Umwandlung des Löss in Lehm einer Vegetation zuzuschreiben, die zur Zeit der Bildung des Löss existirt hätte. Eine solche hat es dort, wo reiner Löss entstand, sicher nicht gegeben, vielmehr weist gerade das Fortschreiten der Verlehmung von oben nach unten auf das nachträgliche des Vorganges hin.

gemein Eingang gefunden. Zur Orientirung über die Unterschiede zwischen beiden mag vorausgeschickt werden, dass weitaus der grösste Theil des nicht verlehmten Löss im Oberrheingebiet wie auch in anderen Gegenden (Nord-Frankreich, Belgien, Nord-Deutschland, Russland etc.) der jüngeren Stufe zufällt. Das Ueberwiegen des jüngeren Löss über den älteren, soweit die oberflächliche Verbreitung beider in Frage kommt, resultirt aus dem Umstande, dass letzterer allgemein von ersterem bedeckt und nur dort an der Oberfläche sichtbar wird, wo der jüngere Löss abgetragen oder durch künstliche Aufschlüsse entfernt ist. Am klarsten tritt die Zweitheilung des Löss in den mittleren Höhenlagen des Oberrheingebiets zu Tage. Hier begegnet man sehr häufig schon in Einschnitten von wenigen Metern Tiefe einer liegenden Masse von vollständig entkalktem und verlehmtem Lösslehm von gelbbrauner bis rothbrauner Farbe, der von hellgelbem, normalem, gewöhnlich sehr schneckenreichem Löss bedeckt wird. Letzterer trägt dann oft noch eine Decke von braunem Lösslehm. Da nun, wie ich vorher auseinandergesetzt habe, die Zersetzung gleichmässig von oben nach unten fortschreitet, so kann wohl die obere, braune Lehmdecke als ein nachträgliches Zersetzungsproduct des Löss gelten, nicht aber die untere, meist sehr viel mächtigere und viel stärker zersetzte. Die Zersetzung dieser letzteren muss vielmehr vollendet gewesen sein, ehe die hangende Lösslage sich bildete. Zwischen der Entstehung des Liegenden und des Hangenden lag also eine längere Periode intensiver Zersetzung, die wir als gleichbedeutend erachten mit einer Periode feuchten Klimas, das eine reiche Vegetation ermöglichte. Es liesse sich gegen diese Deutung wohl nur der Einwand erheben, dass aus solchen Profilen nicht ohne Weiteres mit Sicherheit hervorgeht, dass der liegende Lösslehm auch wirklich aus der Zersetzung von normalem Löss entstanden sei, sondern dass er möglicher Weise ein Zersetzungs- oder Zusammenschwemmungsproduct irgend welcher anderen Gesteine sein könne. Dieses Bedenken verschwindet aber, sobald wir nun derartige Lössprofile in tieferer Lage oder in grösserer Nähe der Rheinebene aufsuchen. Hier sehen wir die obere Lösslage sich nur insofern ändern, als ihre Lehmdecke ein wenig an Mächtigkeit abnimmt. Die liegende Lehmlage dagegen geht ganz oder zum grössten Theil in eine Lösslage über, welche von der oberen nur durch eine Lehmschicht von geringer, aber wechselnder Mächtigkeit getrennt bleibt. Dieser Uebergang lässt sich durch alle wünschenswerthen Zwischenstadien beobachten. In grösserer Entfernung von der Rheinebene erscheint zunächst nur eine dünne Lage von Löss oder an ihrer Stelle auch wohl nur einzelne Lösskindel, die der Zersetzung am

längsten Widerstand geleistet haben; weiter gegen die Ebene hin nimmt der Löss auf Kosten des Lehms allmählich an Mächtigkeit zu, und die Lösskindel erscheinen in geschlossenen Lagen.

Eine Aenderung im entgegengesetzten Sinne vollzieht sich, wenn wir uns von dem Ausgangsprofil, welches unten Lehm, darüber Löss zeigte, gegen das Gebirge zu wenden. Nun nimmt die hangende Lehmschicht auf Kosten des Löss zu, bald bleibt nur noch die tiefste, durch Schneckenreichthum und Gehängeschichtung charakterisirte Lage übrig, und schliesslich stehen wir einer geschlossenen, anscheinend einheitlichen Lösslehmmasse — dem „Höhenlehm" — gegenüber, in der nur das geübte Auge in günstigen Fällen noch an der Färbung und Beschaffenheit des Materials eine Andeutung der ursprünglich complexen Natur erkennt.

So gelangen wir zunächst zu einer Zweigliederung des Löss, die sich in natürlichen und künstlichen Anschnitten oder durch Bohrung überall dort ohne Schwierigkeit durchführen lässt, wo der jüngere Löss noch nicht vollständig verlehmt ist, nach dem früher Gesagten also in den der Rheinebene genäherten Theilen des Oberrheingebiets. Dass nebenbei auch eine grössere Höhenlage die Verschmelzung des älteren mit dem jüngeren Löss zu einer geschlossenen Lehmmasse befördert, braucht kaum besonders betont zu werden.

Es giebt nun weiterhin eine Reihe von Erscheinungen, welche auf das Bestimmteste für eine beträchtliche Unterbrechung der Lössbildung zwischen der älteren und der jüngeren Stufe sprechen. Unter diesen wäre an erster Stelle das gelegentliche Aussetzen des älteren Löss unter dem jüngeren zu erwähnen, welches nur erklärt werden kann durch eine Abtragung, die der ursprünglich allgemein verbreitete ältere Löss vor dem Absatze des jüngeren erfahren hat. Bald liegt jüngerer Löss — dessen specifische Kennzeichen wir gleich kennen lernen werden — unmittelbar auf vordiluvialen Gesteinen, auf Gneiss, auf mesozoischen oder tertiären Sedimenten oder auch auf diluvialen Geröllmassen höheren Alters, bald schieben sich noch mehr oder weniger mächtige Ueberreste des älteren Löss zwischen den jüngeren und seine Unterlage, und in diesem Falle sind oft nur die tieferen, unverlehmten Theile des älteren Löss erhalten geblieben. Ein weiterer Hinweis darauf, dass eine Unterbrechung zwischen beiden Lössbildungen stattgefunden hat, liegt in der Beschaffenheit der tiefsten Lagen des jüngeren Löss gerade an solchen Stellen, wo er den älteren unmittelbar überlagert. Diese Lagen zeichnen sich vor dem normalen Löss ziemlich allgemein durch ihren schichtigen Charakter aus, der auf die Einwirkung fliessenden Wassers schliessen lässt. Gerollte Lösskindel, die dem älteren Löss ent-

stammen, und die erst durch Abtragung der Lehmdecke desselben in den Bereich des fliessenden Wassers gelangt sein können, sind nicht selten; ebensowenig Bruchstücke des älteren Lösslehms selbst oder auch solche vordiluvialer Gesteine, die in der Nähe anstehen. Solche Anzeichen erneuter Wassereinwirkung fehlen in der Regel dem älteren Löss ausserhalb der Thäler, während sie an der Basis des jüngeren weit verbreitet sind. Dies hat mich veranlasst, für die derart charakterisirten tieferen Schichten des jüngeren Löss die Bezeichnung Rekurrenzzone in Vorschlag zu bringen, weil sich in den grösseren, auf altdiluvialen Geröllen lagernden Lössprofilen zum ersten Male in allgemeiner Verbreitung eine Wiederkehr der Wirkung des fliessenden Wassers zeigt.

Was nun die facielle Ausgestaltung des jüngeren Löss im Besonderen anbetrifft, so zeigt sich, dass derselbe nur an wenigen Stellen, so zuweilen auf den Hochflächen der dem Rheinthale genäherten Vorberge in seiner ganzen Masse aus ungeschichtetem und nicht, oder höchstens durch feinen Flugsand verunreinigtem Materiale besteht und so gut wie fossilfrei ist. Wo er sich ausserhalb der grösseren Thäler auf geneigter Unterlage findet, sind seine tieferen Schichten durchgängig als Recurrenzzone ausgestaltet und fossilreich, seine höheren dagegen rein, ungeschichtet und schneckenarm. Sehr weit verbreitet ist in der Recurrenzzone eine tief gelbe bis bräunliche flammige Zeichnung, die verschieden ist von dem Farbenwechsel, wie er in dieser Zone durch eingeschwemmte Brocken des älteren Lösslehms hervorgebracht wird. Ihr Ursprung ist erst klar geworden durch die Auffindung gänzlich unverwitterten Recurrenzlösses in der Nähe von Freiburg. In den seltenen Fällen, wo die tieferen Lagen des jüngeren Löss in beckenförmigen Vertiefungen eines schwer durchlässigen Materials, wie z. B. des älteren Lösslehms, abgelagert und so vor der Einwirkung des percolirenden Wassers geschützt waren, haben sich ausser den Schneckenschalen mit Epidermis auch Pflanzenreste darin erhalten. Er ist dann dunkelgrau bis schwarz gefärbt und brennt sich weiss durch die reducirende Wirkung der Pflanzenreste, die als eine schwammige, fast torfartige Masse aus ihm ausgeschlämmt werden können. Wo nun aber, wie in der Mehrzahl der Vorkommnisse, das percolirende Wasser Sauerstoff hat zuführen können, sind die Pflanzenreste verwest, und die dabei entstandene Humussäure und Kohlensäure haben eine locale, unvollkommene Verlehmung in der nächsten Umgebung der Pflanzenreste verursacht, die in der flammigen Zeichnung des Löss sichtbar geblieben ist. Neben dem Auftreten von Schnecken besitzen wir also auch hierin ein Mittel, zu bestimmen, welche Theile des Löss sich auf einer Vegetationsdecke abgesetzt haben, und wir

verzeichnen hiernach folgendes Ergebniss: Die tieferen Lagen des Löss bildeten sich auf einer Vegetationsdecke, die wohl nur auf den aus der Rheinebene aufragenden Kalkbergen und auf den Höhen des Kaiserstuhls fehlte. Die höchsten Lagen lassen kaum irgendwo die Gegenwart einer Vegetation oder Fauna erkennen. Das Klima ist also während der Bildungszeit des jüngeren Löss immer niederschlagsärmer und gegen das Ende derselben extrem trocken geworden.

Dieses Ergebniss wird durch die Betrachtung des jüngeren Löss innerhalb der grösseren Flussthäler bestätigt. Wo der Löss in fluviatiler Facies und, damit zusammengehend, in beträchtlicher Mächtigkeit entwickelt ist, zeigt sich in seinen tiefsten Lagen eine reichliche Betheiligung von Sand und Geröllen, oft bis zum fast vollständigen Zurücktreten des Lössmaterials. Nach oben zu nehmen erst die Gerölle, weiterhin auch der Sand ab, und die höchsten Lagen der vollständigsten Profile lassen entweder nur reinen Löss oder eine Mischung von Löss mit sehr feinem Flugsand erkennen; auch fehlen hier die Wasserschnecken, die sich in den tieferen Lagen stellenweise stark häufen, meist auch wohl Fossilreste überhaupt.

Zur Vervollständigung der Charakteristik des jüngeren Löss möge noch die Mächtigkeit der Verlehmung kurz berührt werden, die er seit der Zeit seiner Ablagerung, also während des Zeitraums vom Beginn der letzten Eiszeit an bis auf den heutigen Tag erfahren hat. Auch in unmittelbarer Nähe der Rheinebene sinkt die Mächtigkeit der Lehmdecke nicht unter 1 m herab, meist bewegt sie sich zwischen 1,20 m und 1,50 m, um in der Nähe der oberrheinischen Gebirge vielfach die ganze Mächtigkeit des jüngeren Löss, durchschnittlich 3—4 m zu erreichen. Die normale Mächtigkeit des Löss und seiner Zersetzungsdecke lässt sich dort am sichersten feststellen, wo er auf möglichst ebener Unterlage ruht, wo in Folge dessen während seiner Bildung keine Zusammenschwemmung und nach seiner Bildung keine Abtragung der Lehmdecke hat stattfinden können.

Die Unterscheidung von jüngerem und älterem Löss wird nicht nur durch die thatsächlich beobachtbare Ueberlagerung, sondern auch durch gewisse unterscheidende Merkmale ermöglicht. Diese beruhen allerdings nicht auf einer ursprünglichen Verschiedenheit in der Zusammensetzung und Structur, sondern in dem abweichenden Erhaltungszustande beider. Die Lehmdecke des jüngeren Löss ist entkalkter und mehr oder weniger stark zersetzter Löss. Die Carbonate, welche den höchsten Lagen des Löss entführt wurden, haben sich in Folge der Verdunstung in dem porösen Liegenden ganz oder grösstentheils in concretionärer

Form als Lösskindel wieder ausgeschieden. Naturgemäss besteht ein directes Verhältniss zwischen der Menge des fortgeführten und der des wieder ausgeschiedenen Carbonats. Im jüngeren Löss, dessen Lehmdecke im Allgemeinen zwischen 1 und 1,50 m schwankt, ist die Menge der Kalkconcretionen gering und ihre Grösse meist unbedeutend. Durchschnittlich sind die Kindel kartoffel- bis faustgross, nur selten, bei stalaktitischer Ausgestaltung, werden sie fusslang. Fast überall, wo man den jüngeren Löss mit dem älteren in grösseren Profilen vergleichen kann, ist ein auffälliger Unterschied in der Grösse der Concretionen zu beobachten. Im älteren Löss erreichen sie durchschnittlich Kopfgrösse; oft sind sie aber zu ganzen Bänken von einer Mächtigkeit von 0,5—1 m und darüber zusammengewachsen, so dass man sie zerschlägt und die Lösshohlwege damit beschottert. Ausnahmen von dieser Regel sind höchst selten [1]) und beruhen wohl darauf, dass das Kalkcarbonat in tiefere Schichten geführt wurde. Damit geht Hand in Hand ein höherer Durchschnittsgehalt des älteren Löss an fein vertheiltem Carbonat und seine vollgelbe Farbe im Gegensatz zu der mehr gelbgrauen des jüngeren. Die Mächtigkeit der Lehmdecke des älteren Löss steht anscheinend nicht immer in Proportion zu der Massenhaftigkeit und Grösse der Concretionen, was sich aus dem wechselnden Grade nachträglicher Abtragung erklärt. Dagegen weicht sie durch ihre mehr gelb- bis rothbraune Färbung von derjenigen des jüngeren ab. Die terra rossa-artige Färbung sowie die zähere Beschaffenheit des älteren Lösslehms rühren offenbar von der stärkeren Zersetzung her, und auf die gleiche Ursache ist das häufige Vorkommen grösserer Eisen-Mangan-Concretionen, des sog. Eisenschusses, zurückzuführen. Erst in der Nähe der oberrheinischen Gebirge, wo auch der jüngere Löss eine relativ starke Zersetzung erfahren hat, wird dieser Unterschied zwischen den beiden Lösslehmen geringer, so dass der aus ihrer Verschmelzung resultirende Höhenlehm eine praktisch meist untrennbare Masse bildet.

Als eine Erscheinung von geringer praktischer, aber von grosser theoretischer Bedeutung ist die complexe Natur des älteren Löss zu erwähnen. Während der jüngere Löss als eine einheitliche Bildung aufgefasst werden muss, insofern als sein Absatz offenbar durch keine Zersetzungsperiode unterbrochen wurde, eine solche vielmehr nur nachträglich eintrat, lassen sich im älteren mehrere Perioden der Lössbildung unterscheiden, auf deren

---

[1]) Ich kenne unter etwa 40 guten Aufschlüssen im älteren Löss nur zwei, wo der Umfang und die Mächtigkeit der Concretionen nicht die sofortige Erkennung gestatten.

jede eine Periode der Zersetzung folgte. In zahlreichen Profilen des älteren Löss beobachtet man eine mehrfache Wechsellagerung von Löss und Lösslehm. Die einzelnen durch Löss getrennten Lehmlagen sind einander wesentlich gleich und lassen keinerlei Anzeichen dafür erkennen, dass sie der Hauptsache nach auf andere Weise entstanden seien als die normalen Zersetzungsdecken, etwa durch Zusammenschwemmung anderer schon vorhandener Lösslehmmassen. Vielmehr liegt in dem gesetzmässigen Auftreten mächtiger, an Ort und Stelle gewachsener Lösskindel unterhalb jeder Lehmlage der beste Beweis, dass die Lehmzonen authigen[1]) sind.

Wir können daher, so lange nicht eine andere bessere Erklärung für die Bildungsweise der Lehmzonen und Lösskindel vorliegt, die Wechsellagerung von Löss und Lösslehm nur in dem Sinne eines entsprechend oft wiederholten Klimawechsels deuten, wobei die Accumulationsperioden der Herrschaft eines trockenen, die Verlehmungsperioden der eines feuchten Klimas entsprechen. Jede einzelne Abtheilung des älteren Löss setzt sich, wie die Gesammtheit des jüngeren Löss, aus einer ursprünglichen Lössmasse und einer später daraus entstandenen Zersetzungsdecke zusammen. Es wiederholen sich nun auch in jeder einzelnen Abtheilung des älteren Löss die Faciesbildungen, wie wir sie im jüngeren kennen gelernt haben: sandige Ausbildung in den grösseren Thälern, basale Recurrenzzonen ausserhalb derselben u. s. w. Nur lässt sich ein Ueberblick über die Verbreitung der einzelnen Ausbildungsweisen viel schwerer gewinnen als im jüngeren Löss, weil die Zahl der Aufschlüsse unverhältnissmässig gering ist.

Die Zahl der Abtheilungen, welche im älteren Löss unterschieden werden können, beträgt mindestens vier, denn so viele Wechsellagerungen von Löss und Lehm sind in ein und demselben Profile über einander sichtbar; ob noch eine fünfte auszuscheiden ist, muss vorläufig unentschieden bleiben. Man trifft aber keineswegs überall, selbst bei vollständigen Aufschlüssen, alle vier Abtheilungen an, sondern wir sehen bald drei, bald zwei, bald nur eine entwickelt. Die Erklärung hierfür liegt auf der Hand, nachdem wir wissen, dass ja auch unter dem jüngeren Löss der ältere nicht selten aussetzt. Die scheinbare Ungesetz-

---

[1]) Es finden sich sowohl an der Basis der Recurrenzzone als auch gelegentlich an der Basis einer Lösslage des älteren Löss zusammengeschwemmte Lehme, die die abweichende Art ihrer Entstehung durch ihre Gehängeschichtung oder durch Beimischung fremden Materials verrathen. Solche spielen aber gerade in den vollständigsten Profilen des badischen Oberlandes, welche für die Gliederung des älteren Löss maassgebend sind, eine ganz unerhebliche Rolle.

mässigkeit ist eben nur die Folge der Abtragungen, die zwischen den einzelnen Phasen der älteren Lössbildung in gleicher Weise stattgefunden haben wie vor oder bei Beginn der jüngeren Lösszeit. Daher trifft man auch eine discordante Lagerung[1]) zwischen allen beliebigen Gliedern des älteren Löss gerade so an, wie zwischen dem älteren und jüngeren Löss.

Das Gebiet, in welchem die besprochene Gliederung des älteren Löss beobachtet werden kann, ist sehr beschränkt, weil schon in geringer Entfernung von der Rheinebene die Verlehmung beträchtlich zunimmt und sich dann bald auf den ganzen älteren Löss ausdehnt. In dieser Beziehung ist eben ein merklicher Unterschied vom jüngeren Löss vorhanden, der in nur theilweise verlehmter Form weit über das Gebiet des vollständig verlehmten älteren transgredirt, ein Verhältniss, welches wir ja auch zum Ausgangspunkte unserer Betrachtungen über die Gliederung des Löss wählten. Keineswegs aber beschränkt sich die Viergliederung auf die Thalregionen, sondern sie bekundet ihre Gesetzmässigkeit dadurch, dass sie sowohl in mehr oder weniger fluviatiler Facies, als auch in rein äolischer (auf der Höhe der niedrigeren Plateaus) angetroffen wird. Diluviale Sande, welche Einschaltungen von älterem geschichtetem Löss mit ebenfalls geschichteten grösseren Lösskindeln enthalten, sind auf der Westseite der Rheinebene mehrfach vorhanden.

Wenn wir den Grad der Zersetzung des Löss als directen Maassstab für den Zeitraum nehmen, der dazu nöthig war, so muss jede der vier Perioden feuchten Klimas, welche jeweils der Bildung eines der Glieder des älteren Löss gefolgt ist, für länger erachtet werden, als der Zeitraum, während dessen die Lehmdecke des jüngeren Löss gebildet wurde, der die letzte Eiszeit und die Postglacialzeit umfasst. Und selbst wenn wir annehmen, dass in den Zwischenzeiten der älteren Lössbildung in Folge reichlicher Vegetation die Zersetzung intensiver gewirkt habe, als in der Postglacialzeit, so berechnet sich doch der Zeitraum, der die Bildung und Zersetzung des älteren Löss begreift, auf etwa das vierfache der letzten Eiszeit und Postglacialzeit zusammen.

---

[1]) Von Discordanz zwischen zwei Lössablagerungen darf man in dem Sinne reden, dass ein Theil der älteren z. B. deren Lehmdecke erodirt wurde, bevor die jüngere sich ablagerte. Man sieht in diesen nicht seltenen Fällen das jüngere Glied an einer Stelle auf einer relativ mächtigen, an einer anderen auf einer nur wenig mächtigen Lehmschicht, an einer dritten unmittelbar auf dem unverlehmten oder mit Lösskindel durchsetzten Löss des älteren Gliedes auflagern. Es giebt Profile, in denen man alle drei Fälle neben einander und in continuirlichem Uebergange beobachten kann

Die mittleren und älteren Moränen und Schotter.

Im Gegensatze zu den jüngeren diluvialen Moränen und Schottern bezeichnen wir als ältere (bezw. als ältere und mittlere) diejenigen, welche von Löss oder Lösslehm bedeckt werden, also älter sind als der jüngere Löss. Sie entsprechen in ihrer Gesammtheit den äusseren Moränen und der Hochterrasse in der Gliederung des Alpenvorlandes; sie sind aber ebenso wie der Löss weit davon entfernt, eine einheitliche Bildung zu repräsentiren. Davon überzeugen wir uns leicht, wenn wir die zwei am leichtesten kenntlichen Glieder in's Auge fassen.

a Mittelterrasse. Der jüngere Löss lagert, wie wir gesehen haben, vielfach ohne anderweitige Einschaltung auf älterem Löss, hier und dort auch auf alt- oder mitteldiluvialen Geröllen; meist zeichnet sich seine Oberfläche durch wellige Beschaffenheit, seine Lehmdecke durch rasch wechselnde Mächtigkeit aus. Es giebt aber auch weite Flächen von jüngerem Löss, die fast vollständig eben und nur in der allgemeinen Abflussrichtung schwach geneigt sind. Sie werden nur von lebenden Thälern durchschnitten, und ihre Lehmdecke ist dann nur auf grössere Strecken einem Wechsel der Mächtigkeit unterworfen. Schon aus diesen Merkmalen lässt sich schliessen, dass in solchen Gebieten der Löss eine ebene Unterlage besitzt. In der That wird er in diesen Fällen unmittelbar von Schottern unterlagert, und niemals schiebt sich der ältere Löss zwischen beide ein. Daraus geht hervor, dass zwischen die Ablagerung des jüngeren und älteren Löss eine Schotterbildung fällt, die weder älter noch jünger als der Löss überhaupt ist, mithin eine Bildung, die nicht mehr in dem Schema der alpinen Dreigliederung unterzubringen ist, da sie älter als die Niederterrasse, aber jünger als die Hochterrasse ist. Ich habe sie daher als Mittelterrasse bezeichnet. Als ihre Unterlage ist der ältere Löss ermittelt worden, und dort, wo sie sich seitlich gegen die Thalränder zu auskeilt, verlieren sich ihre Gerölle in der Recurrenzzone des jüngeren Löss. Damit lernen wir auch die Besonderheiten der Recurrenzzone verstehen. Ihre Bildung fällt z. Th. in eine Zeit, während welcher in den grösseren Thälern eine fluvioglaciale Aufschüttung vom Charakter der Niederterrasse, aber, soweit sich jetzt ersehen lässt, von grösserer Ausdehnung als diese, erfolgte. Es fällt also zwischen die Entstehung des jüngsten Gliedes des älteren Löss und die des jüngeren Löss eine glaciale Periode, deren Einfluss auf die lössartigen Gebilde wir nur folgendermaassen deuten können. In der niederschlagsreichen Periode, welche ein Vorrücken der Inlandeisdecke der oberrheinischen Gebirge verursachte, be-

wirkte in den vom älteren Löss bedeckten Gebieten eine reichliche Vegetation die Verlehmung seiner obersten Lage. Während des vielleicht eingetretenen Stillstandes des Eises und bei dessen Rückzuge wurden in den grösseren Thälern die Mittelterrassenschotter aufgefüllt. Ausserhalb der grossen Thäler aber fand unter allmählichem Zurücktreten der Vegetation eine allgemeine Abtragung der vorhandenen (älteren) Löss- und Lehmmassen und unter gleichzeitigem Einsetzen einer neuen (der jüngeren) Lössbildung eine Zusammenschwemmung der erodirten Massen mit dem staubartig niederfallenden Löss in der Form der Recurrenz-Bildungen statt. In dem Maasse als das Klima trockener wurde, traten die fluviatilen und dejectiven Wirkungen immer mehr zurück und schliesslich wurde ziemlich überall, selbst im Bereiche der grösseren Flussthäler nur noch äolisches Material abgelagert. Daher liegt der reine Löss als jüngste Bildung der letzten Interglacialzeit gleichmässig über den Schottern der Mittelterrasse wie über der Recurrenzzone.

Der geschilderte Gang der Ereignisse spiegelt sich deutlich in der Verbreitung der Thier- und Pflanzenreste wieder. In grösster Häufigkeit sind die Reste von Landsäugern, von Mollusken, auch die Spuren des paläolithischen Menschen in der Recurrenzzone und ihren fluviatilen Aequivalenten, dem jüngeren Sandlöss oder den stellvertretenden Sanden, vorhanden; nach oben zu nehmen sie mehr und mehr ab, um in den höchsten Lagen des jüngeren Löss so gut wie ganz auszusetzen. Dass auch die pflanzlichen Reste eine entsprechende Verbreitung besitzen, wurde schon oben (pag. 94) ausgeführt.

b. Alte Moränen. Nächst der Mittelterrasse haben wir als wichtigsten Geröllhorizont die fast immer ungeschichteten, sehr häufig blockartigen Anhäufungen von Gesteinen des Oberrheingebiets in's Auge zu fassen, welche überall im Liegenden des gesammten Löss und Lösslehms, also auf vorquartärer Unterlage auftreten. Wir hätten sie im Schema der alpinen Gliederung als „äussere Moräne“ resp. „Hochterrassenschotter“, in der norddeutschen Gliederung als untere Grundmoräne zu bezeichnen. Denn sie besitzen weitaus die grösste, ursprünglich wohl eine universelle Verbreitung im Oberrheingebiet. Sie liegen vorwiegend ausserhalb der grösseren Flussthäler und meiden fast durchgängig das Gebirge, überziehen dagegen deckenförmig die Vorberge bis an den Rand der jungdiluvialen Rheinebene. Ihr Auftreten verdient nicht selten die Bezeichnung erratisch, insofern sie auf Hochflächen vorkommen, die durch erheblich tiefe und jedenfalls wohl alte Thäler von dem Gebirge, dem Ursprungsgebiete der Geröllmassen, getrennt werden. Ihre Structur ist zumeist grund-,

seltener endmoränenartig; sie bestehen vielfach aus festgepackten, kantengerundeten Blöcken von bedeutender Grösse (bis zu 2 m Durchmesser). Schichtung ist auch bei geringer Grösse der Gerölle nur selten wahrnehmbar. Wie sehr diese Ablagerungen den Moränen, speciell den Grundmoränen anderer Gebiete auch gleichen, so fehlt ihnen doch ein Merkmal, welches oft als nothwendiges Charakteristicum dafür betrachtet wird, die Schrammung und Kritzung der Geschiebe. Wer nur die Beschaffenheit der nordischen oder alpinen Moränen mit ihrer Mannichfaltigkeit der Gesteinsarten und der Grossartigkeit der Entwickelung bei der Beurtheilung dieses Umstandes im Auge hat, wird darin ein schwerwiegendes Bedenken gegen die Moränennatur erblicken; wer aber in den jungen Glacialgebieten der oberrheinischen Gebirge oder des amerikanischen Westens gesehen hat, dass dieses Merkmal auch den ganz zweifellosen Moränen abgeht, wenn die geeigneten Gesteinsarten nicht vorhanden sind, aber sofort einsetzt, wenn sie erscheinen, der wird dem Fehlen dieses Merkmals in dem Oberrheingebiete nur sehr geringen oder gar keinen Werth beimessen. Denn die fraglichen Geröllablagerungen setzen sich zumeist aus gröberen krystallinen Gesteinen und aus Buntsandstein zusammen, dagegen fehlen dichte Kalke, welche ja sonst am schönsten die Schrammungs-Erscheinungen zu zeigen pflegen, ganz. Dazu kommt noch, dass der durchgängig sehr weit vorgeschrittene Zersetzungszustand aller Silicatgesteine — der beiläufig zur Folge hat, dass das Material technisch nur als Sand oder Thon Verwendung finden kann —, der Erhaltung feiner Sculpturen sehr ungünstig entgegen wirkt. Dagegen verdient eine andere Gruppe von Erscheinungen bei der Deutung der fraglichen Geröllablagerungen ernstlich in Betracht gezogen zu werden, nämlich die Stauchungs-Erscheinungen, welche sich vielfach im Liegenden der Geschiebemassen und, wo diese abgetragen sind, frei an der Oberfläche der älteren Gesteine finden. In den Umbiegungen, Stauchungen, Quetschungen, Faltungen und in den Einpressungen fremden Materials wiederholen sich im Kleinen die Druck-Erscheinungen, wie wir sie aus dem Glacialgebiete des Alpenvorlandes, besonders grossartig aber aus dem norddeutschen Tieflande kennen. Mir persönlich gelten sie als mindestens ebenso untrügliche Beweise für die glaciale Thätigkeit wie die geschrammten Geschiebe.[1]) Da nun die Verbreitung der altdiluvialen Geröllmassen von moränenartigem Charakter nothwendig auf eine vollständige Vereisung des Oberrheingebiets,

[1]) Wer auf die Schrammung entscheidendes Gewicht legt, darf sein Urtheil durch die Wiederauffindung dieser Erscheinung am Ries durch Koken (Ber. oberh. geol. Ver., 1889, p. 31—36) nicht unbeeinflusst lassen.

nicht nur der Gebirge, sondern auch der Vorberge bis zum Rheinthal hinab hinweist, eine solche Annahme aber nicht mit den landläufigen, freilich auch nicht immer auf eingehenderes Studium beruhenden Vorstellungen in Einklang zu bringen ist, so begegnet naturgemäss die im Oberrheingebiet gewonnene Deutung vielfachem Zweifel. Und doch meine ich, dass wenigstens für denjenigen, welcher die Glacial-Erscheinungen auf allgemeine klimatische Ursachen zurückführt, eine einfache Ueberlegung hinreichen sollte, um die Wahrscheinlichkeit unserer Annahme nicht a priori zu leugnen. Wir hatten gesehen, dass die Höhenlage der Schneegrenze zur letzten Eiszeit in Uebereinstimmung mit den alpinen Verhältnissen um mindestens 1200 m niedriger lag als heute. Nehmen wir nun das Verhältniss der Vereisungsintensität zur sog. grossen Eiszeit zu derjenigen der letzten im alpinen wie im nordischen Gebiete nur wie 3 : 2 an, so muss die Lage der Schneegrenze zur grossen Eiszeit 600 m unter die der letzten Eiszeit in Mittel-Europa hinabgereicht haben, also muss sie in 200 m Meereshöhe gelegen haben. Setzen wir das Verhältniss wie 2 : 1, was ich eher für richtiger halte [1], so kommt die Schneegrenze 400 m tief unter den Meeresspiegel zu liegen; man darf sie also noch 500 m hinaufrücken, ohne dass das ganze Oberrheingebiet aus dem Bereiche einer allgemeinen Vereisung fällt. Die Bildungen aus der Zeit der grössten Ausdehnung des Inlandeises bezeichnen wir als „alte oder grosse Moränen“, sie sind fast ausschliesslich ungeschichtet und bestehen aus grobem Blockmateriale. Daneben fehlen aber auch geschichtete und dann auch meist weniger grobe Ablagerungen nicht, auf die der Name Hochterrasse anwendbar ist, aber nur als ein Sammelname zur Bezeichnung aller Schotter, die älter als die Mittelterrasse sind. In den benachbarten Glacialgebieten der Nord-Schweiz, welche in neuerer Zeit durch Gutzwiller und Mühlberg eine detaillirtere Bearbeitung erfahren haben, hat sich in übereinstimmender Weise herausgestellt, dass mit der Ausscheidung einer einzigen älteren Diluvialstufe neben einer ältesten pliocänen den vorhandenen Verschiedenheiten nicht Rechnung getragen werden kann. Eine von der Hochterrasse abgeschiedene Stufe haben wir bereits in der Mittelterrasse kennen gelernt. Es ist aber auch im höchsten Grade zweifelhaft, dass die vom älteren Löss bedeckten Schotter-

---

[1] Man vergegenwärtige sich die Mächtigkeit und Ausdehnung eines Inlandeises, welches hoch bis auf den Harz und das Riesengebirge hinaufreichte einerseits und desjenigen, welches auf dem pommerschen Höhenrücken endete andererseits, ferner desjenigen, welches den mittelschweizer Jura überschritt im Vergleich zu demjenigen, welches bei Solothurn am Fusse des Juragebirges endete.

ablagerungen des Oberrheingebiets einer und derselben Periode angehören. Dagegen dürfte die Thatsache sprechen, dass Schottereinschaltungen, denen der Mittelterrasse ähnlich, auch im älteren Lösslehm auftreten, die dadurch, dass man sie einfach für locale Bildungen erklärt, nicht verständlicher werden. Ferner sieht man altdiluviale Schotter bald von einer, bald von zwei oder auch von drei Abtheilungen des älteren Löss überlagert. Das kann man zwar auch dahin deuten, dass die Schotter überall der Abschmelzperiode der grössten Eiszeit angehörten und dass an verschiedenen Stellen durch Abtragung ein oder mehrere Glieder des älteren Löss entfernt worden seien. Andererseits aber muss nicht nur die Möglichkeit, sondern sogar die Wahrscheinlichkeit der anderen Auffassung zugegeben werden, nach der die Grenzen zwischen je zwei Gliedern des älteren Löss, gerade so wie die Grenze zwischen diesem und dem jüngeren, glacialen Recurrenzen von allgemeiner Ausdehnung entsprechen. Hier bietet sich der zukünftigen Forschung noch ein weites, wenn auch wegen der Seltenheit entscheidender Aufschlüsse sehr schwieriges Gebiet.

Nur der Vollständigkeit wegen möge erwähnt werden, dass im Oberrheingebiet ungeschichtete grobe Blockmassen, meist aus Buntsandstein-Material bestehend, daneben geröllführende Sande und feuerfeste Thone verbreitet sind, die sich sämmtlich durch den höchsten erreichbaren Grad der Zersetzung auszeichnen. Diese Bildungen sind an vielen Stellen zweifellos älter als die grossen Moränen, und sie werden theils aus diesem Grunde, theils wegen ihrer Flora als Pliocän angesehen und mit den Deckenschottern des alpinen Gebiets in Parallele gestellt. Sie lassen sich z. Th. bestimmt als Producte einer ältesten Glacialperiode, zum anderen wohl als interglaciale Bildungen von der grossen Eiszeit deuten.

Vergleich.

Bei dem Versuche, die oberrheinischen Diluvialbildungen mit denen anderer Gebiete zu vergleichen, treten gewisse Uebereinstimmungen sofort klar hervor. Das gilt zunächst von den Hauptendmoränen, in denen man mit aller Sicherheit das Aequivalent der „inneren Moränen" des Alpenvorlandes, des grossen holsteinisch-pommerschen Endmoränenzuges, dessen Fortsetzung meiner Ansicht nach in Polen und in den Waldai-Höhen zu suchen ist, der Endmoränen der grossen Thalgletscher der britischen Inseln und des grossen Endmoränenzuges Nord-Amerikas erblicken darf. Sehen wir von der unzutreffenden Gleichstellung der postglacialen Endmoränen der Alpenthäler mit dieser Stufe, wie sie Geikie auf Penck's Veranlassung vorgenommen hat, ab, ebenso von der höchst unwahrscheinlichen Identität der pommerschen Endmoränen

mit den finnischen, worauf schon Keilhack hingewiesen hat, so erscheint die Geikie'sche Bezeichnung Mecklenburgische Stufe für die Bildungen dieser Periode als zutreffend. Es ist die letzte Eiszeit im Rahmen der bekannten Dreigliederung. Während man nun in den grossen Vereisungsgebieten diese Stufe meist scharf von den älteren Bildungen unterschieden hat, ist in den Mittelgebirgen und besonders in den südeuropäischen Gebirgen, im Kaukasus und Ural, sowie im amerikanischen Westen eine solche Trennung noch nicht durchgeführt; fast alle aus diesen Gegenden beschriebenen Glacialerscheinungen beziehen sich auf die letzte Eiszeit. Dies kann man aus den Beschreibungen deutlich herauslesen, und vielfach habe ich mich auch durch Autopsie davon überzeugt.

Ein ebenfalls überall leicht wieder zu erkennendes Glied liegt im jüngeren Löss vor. Mit denselben Merkmalen wie im Rheinthale erscheint er in Nord-Frankreich und Belgien, in Nord-Deutschland als Bördelöss, desgleichen im östlichen Europa, besonders in Süd-Russland, Mähren etc. Was gewöhnlich als Löss schlechthin d. h. als eine carbonat- und schneckenreiche, feinerdige, ungeschichtete oder nur in den tiefen Theilen geschichtete Bildung beschrieben wird, gehört dieser Stufe an. Wo ich in Nord-Amerika, Nord-Deutschland, Russland und an vielen Punkten Mittel-Europas Löss gesehen habe, lag fast immer die jüngere Stufe vor, während die ältere zumeist wohl im Höhenlehm mit eingeschlossen ist. Eine passende Stufen-Bezeichnung für den jüngeren Löss fehlt noch; denn es geht nicht gut an, ein Vorkommniss, wie das von Neudeck, dessen Stellung noch so bestritten ist, als namengebend für ein so gut gekennzeichnetes Gebilde wie den jüngeren Löss zu verwenden. Ich möchte statt dessen lieber von einer Alemannischen Stufe reden, weil im oberen Rheinthale das klassische Gebiet für das Studium des Löss liegt.

Wo der jüngere Löss ohne Zwischenglied auf einer Schotter- oder Glacialablagerung liegt und mit dieser dann auch meist durch Uebergänge verknüpft ist, hebt sich die Stufe der oberrheinischen Mittelterrasse gut heraus. Das wäre die Polnische Stufe Geikie's, welche in der Gestalt der oberen Grundmoräne im S. der Hauptendmoräne den Bördelöss (meist als Steinsohle) unterlagert. Auch in Russland und Belgien begegnen wir dem gleichen Verhältniss. Besonders gut stimmt nach Chamberlin die Jowan formation Nord-Amerikas mit dieser Stufe, und ich kann mich dieser Auffassung durchaus anschliessen.

Alle älteren Absätze bis zur Grundmoräne der grössten Eisausdehnung würden in die Stufe fallen, welche Geikie mit dem schon vergebenen Namen der Helvetischen belegt hat und die

man statt dessen passender Breisgauer Stufe nennen könnte. Genaue Parallelen zu unseren vier Stufen des älteren Löss und zu den vielleicht zwischen ihnen eingeschalteten Geröllmassen aufzusuchen, ist z. Z. noch unthunlich. Aelterer Löss dürfte sich in nicht verlehmter Form wohl nur dort finden, wo ähnliche klimatische Verhältnisse herrschen, bezw. während der Diluvialzeit geherrscht haben, wie in den tieferen Lagen des Oberrheingebiets, und wo

Stufennamen nach Geikie.	Bezeichnungen nach Chamberlin.	Oberrheingebiet.	Nord-Deutschland.	
Obere Torfstufe. Obere Waldstufe. Untere Torfstufe. Untere Waldstufe.		Endmoränen in den höheren Theilen der oberrheinischen Gebirge.	(Endmoränen in Skandinavien u. Finnland.)	Jüngere. — Diluviale Bildungen.
Mecklenburgische Stufe.	Wisconsin formation.	Hauptendmoränen und Niederterrasse.	Baltischer Endmoränenzug u. Thalsand.	Jüngere. — Diluviale Bildungen.
Neudecker (! Alemannische) Stufe.	Toronto formation.	Jüngerer Löss. (Höhenlehm z. Th.) (Recurrenzzone z. Th.)	Bördelöss. (Höhenlehm z. Th.)	Mittlere. — Diluviale Bildungen.
Polnische Stufe.	Jowan formation.	Mittelterrasse. (Recurrenzzone z. Th.)	Oberer Geschiebemergel i. S. der Hauptendmoräne (Steinsohle).	Mittlere. — Diluviale Bildungen.
Helvetische (! Breisgauer) Stufe.	Aftonian formation.	Aelterer Löss, (Höhenlehm z. Th.) in 4 Stufen zerfallend, mit ? eingeschalteten fluvioglacialen Schottern.	Höhenlehm z. Th. Aeltere Interglacialbildungen.	Aeltere. — Diluviale Bildungen.
Sächsische Stufe.	Kansan formation.	Alte Moränen.	Unterer Geschiebemergel.	Aeltere. — Diluviale Bildungen.
Norfolk-Stufe.		Pliocäne Blockmassen.	Aelteste Interglacialbildungen.	Pliocän.
Schonische Stufe.		Sande und Thone.	Geschiebemergel der I. Eiszeit.	Pliocän.

er auch durch die jüngere Eisbedeckung zur Zeit der Polnischen und Mecklenburgischen Stufe nicht fortgenommen ist. Ich kenne einen älteren Löss in ähnlicher Ausbildung wie bei uns bisher nur aus Argentinien, wo ja auch AMEGHINO und S. ROTH eine sehr complicirte Lössgliederung aufgestellt haben. Er ist aber zweifellos auch in anderen Gegenden Europas vorhanden, wenn auch noch nicht als solcher ausgeschieden.

Für die sog. alten oder grossen Moränen des Oberrheingebiets, welche aus der Zeit der grössten Eisausdehnung stammen, ergiebt sich naturgemäss als Parallele die Sächsische Stufe GEIKIE's, welche den Unteren Geschiebemergel in Nord-Deutschland etc., die „äusseren Moränen" des Alpenvorlandes, den lower boulder clay der britischen Inseln u. s. w. umfasst. Doch möge nicht vergessen werden, dass für verschiedene Gebiete, wie für die Nord-Schweiz, für Nord-Deutschland u. a. schon jetzt die complexe Natur dieser Stufe feststeht und dass gewisse Theile derselben daher wahrscheinlich schon den fluvioglacialen Einschaltungen unseres älteren Löss entsprechen.

Um die von mir vertretenen Auffassungen übersichtlich zum Ausdruck zu bringen, gebe ich die vorstehende Tabelle für das Pleistocän in Deutschland. Die Stufennamen für die glacialen Bildungen sind darin durch Sperrdruck hervorgehoben.

Herr EDMUND NAUMANN (Frankfurt a. M.) berichtete über seine kürzlich beendete Reise nach Mexico, auf welcher er neben der Untersuchung mehrerer Erzgruben das Studium der allgemeinen geologischen Verhältnisse des Landes betrieb. Einen grossen Umschwung in der Bergbauindustrie der mexicanischen Lande hat der durch amerikanisches Capital bewerkstelligte Ausbau grossartiger Eisenbahnlinien herbeigeführt. In kurzer Zeit wuchsen eine ganze Reihe grosser Schmelzwerke empor, wie in San Luis Potosi, Aguascalientes, Monte Réy und Mapimi. Das letztgenannte Werk unterscheidet sich von den vorhergehenden dadurch, dass es durch eigene Gruben gespeist wird. Die Lagerstätten von Mapimi, welche Silber-Goldhaltige Bleierze liefern, sind in geologischer Beziehung ebenso interessant, wie sie in technischer Hinsicht ergiebig sind. Die Gruben von Mapimi sind wahre Millionengruben. Das Erz ist in einem sehr complicirt gestalteten System von Schläuchen enthalten. Die Hauptlagerstätte, die sog. Ojuela, steckt wie ein colossaler, über 30 m im Durchmesser betragender, senkrechter Stamm tief im Gebirge und ist bis 500 m Teufe aufgeschlossen. Alle diese Schläuche sind an grosse Spalten gebunden. Sie erscheinen wie die letzten Ausklänge der vulkanischen Thätigkeit, die sich auch durch eine

Reihe von eruptiven Gängen, welche in das Kreidegebirge eingreifen. verräth. Es ist, als ob die eruptiven Gänge durch die Schläuche abgelöst würden. Die Schläuche liegen in einer Einbruchzone, welche sich in der Richtung SO.—NW., der das ganze mexicanische Gebirge beherrschenden Hauptstreichrichtung, am Fusse der Buffa, eines 2400 m hohen Kreidekalkklotzes, hinzieht. Die Absenkung beträgt über 700 m. Die Kalke gehören der mittleren Kreide an, welche in ganz Mexico einen Hauptantheil nimmt an dem Aufbau der die mexicanische Centralbahn begleitenden, aus den wie glattgehobelt aussehenden Plateaus auf- und untertauchenden Ketten. Mapimi liegt in der Region des sog. Bolzon von Mapimi, einer abflusslosen Senke des Plateaus, deren tiefste Stellen nur 700 m Meereshöhe betragen, während Mapimi selbst ca. 900 m über dem Meere gelegen ist.

Eine merkwürdige Erscheinung ist die eigenthümliche Form der Grundwasserwelle unter dem Gebiete von Mapimi. Während in Mapimi selbst Quellen hervortreten und das Wasser in der weiteren Umgegend der Buffa in 70—120 m Tiefe sicher anzutreffen ist, liegen die Gruben der Ojuela noch bei über 500 m Tiefe vollständig trocken. Dies lässt sich nur dadurch erklären, dass die Grundwasserwelle in der grossen Spalte, welche am Fusse der Buffa hinzieht, ein tiefes Thal bildend, durch eine ungeheuer tief in die Erde reichende Spalte gleichsam hinabgezogen wird. Trotz des tiefen Grundwasserstandes fehlt es nun durchaus nicht an der zersetzenden und umbildenden Wirksamkeit des Wassers in der Ojuela und dem ganzen damit zusammenhängenden, seine Arme weit ausstreckenden Erzgeäder. Wie in allen trockenen Ländern, stürzen zu gewissen Zeiten des Jahres die Regengüsse mit so grosser Kraft vom Himmel zur Erde, dass es scheint, als ob hier in einem kürzeren Zeitraum das nachgeholt werden müsste, was innerhalb eines längeren versäumt worden ist. Den grössten Theil des Jahres hindurch vollständig trocken liegende Schluchten füllen sich mit schnell zur Tiefe brausenden Strömen. Auch in das Innere der Erde dringen die Wasser während der feuchten Zeit des Jahres. Sie durchdringen die aus zersetzten Erzen, Carbonaten und Oxyden bestehenden Lagerstätten und bringen hier viel grossartigere Umwandlungs- und Umlagerungsprocesse zu Stande, als es das stehende Wasser bewirken könnte. Wir haben hier zu unterscheiden zwischen einer Region der Umsetzung, in welcher die circulirenden Wasser ihre Thätigkeit, wenn auch nur zeitweise, entfalten, und einer Region der Conservirung durch das stehende Grundwasser. Letzteres ist noch nicht erreicht, wenn es aber erreicht sein

wird, sind an Stelle der Carbonate und Oxyd-Verbindungen sulfidische Erze sicher zu erwarten.

Was die Bildung der Erzschläuche betrifft, so haben wir zu unterscheiden zwischen der Bildung der Hohlräume, in denen sich das Erz später anhäufen konnte, und der Bildung des Erzes selbst. In ersterer Beziehung sind die Verhältnisse der Dampferuption des Shiranesan in Japan, welche der Vortragende vor Jahren selbst beobachtete, von grosser Bedeutung. Der Shirane-Ausbruch trieb ein riesiges cylinderförmiges Stück des Kraters, ungefähr 100 m im Durchmesser, wie einen Champagnerpfropfen hoch in die Luft. Der entstandene Hohlraum füllte sich mit Wasser, welches durch die mit grosser Kraft aufsteigenden Dämpfe in brodelnder Bewegung gehalten wurde. Eine Untersuchung des Wassers ergab einen Gehalt von $2^{1}/_{2}$ pCt. freier Salzsäure! Wenn wir uns eine grossartige Fumarolenthätigkeit vorstellen, die sich auf den Spalten ihre Wege bahnt, wenn wir uns vorstellen, dass die Spalten mit Wasser gefüllt sind, dass die Dämpfe Salzsäure aus den vulkanischen Herden emporführen, so muss einleuchten, dass eine derartige Thätigkeit wohl im Stande sein kann, im Kalkgebirge Kanäle zu bohren, wie sie jetzt im Schlauchsystem der Ojuela vorliegen.

Der Vortragende berichtete weiter über seine Untersuchung des Magneteisensteinberges Cerro del Mercado in Durango, der, obwohl er eine Höhe von 70 m und eine Längenerstreckung von weit über 500 m hat, doch nicht im Stande ist, Störungen der magnetischen Declination zu bedingen. Die Wirkung des Eisenerzberges beschränkt sich auf die Oberfläche, nur in deren unmittelbaren Nähe wird die Nadel beeinflusst, und diese Beeinflussung ändert sich schon in einer Entfernung von 2 m. Redner fand hier seine Theorie des Erdmagnetismus, die er in verschiedenen Schriften vertheidigte, auf das Glänzenste bestätigt.

Ein zweiter Auftrag führte NAUMANN nach Pinos, wo die altberühmten Goldgruben der Candelaria zu untersuchen waren. Auch hier ist es vulkanische Thätigkeit gewesen, welcher die Gänge ihre Entstehung und ihre Reichhaltigkeit verdanken. Hier in Pinos setzen Quarzgänge auf, wieder in Kreideschichten, am Fusse eines aus rothem Trachyt aufgebauten Berges. Dieser rothe Trachyt oder Rhyolit ist durch das ganze Land verbreitet und hat für die Erzbildung sehr grosse Bedeutung.

Zum Schlusse behandelte der Vortragende einen Theil der Sierra Madre und zwar denjenigen, der in der Nähe der Grenze der Staaten Durango und Chihuahua liegt. Ein zweimonatlicher Aufenthalt führte zu eingehender Bekanntschaft mit den Kupfer-, Silber- und Golderzlagerstätten von Carmen, welche wahrschein-

lich noch die Basis einer grossartigen Industrie bilden werden. Dieser Theil der Sierra Madre besteht aus einem über 800 m mächtigen System vulkanischer Decken. Hauptsächlich rothe Trachyte sind hier wie sedimentäre Schichten übereinander gelagert. Tagelang kann man reisen, ohne aus diesem Gebiet vulkanischer Riesenergüsse herauszukommen. Das Wasser hat tiefe Schluchten in das vulkanische Plateau eingenagt und phantastische Felsformen erzeugt, Säulen, Burgen, Thier- und Menschengestalten. In Carmen entdeckte der Vortragende neben den bisher bekannten Erzlagerstätten neue Goldquarzgänge, welche in der Nähe der Oberfläche einen Gehalt von 1—1 $^1/_2$ Unze erwiesen. Die sorgfältige Untersuchung der Gänge stellte jedoch ein Abnehmen des Goldgehaltes mit der Tiefe fest, und merkwürdiger Weise gingen die Gänge von Quarz, welche ganz von der Beschaffenheit wie die von Pinos waren, in vulkanisches Gestein über. In einer Teufe von 18 m ist an die Stelle des goldführenden Quarzes der Oberfläche ein vollständig taubes Trachyt-Ganggestein getreten.

Zu der folgenden geschäftlichen Verhandlung über die Wahl des Ortes für die nächste allgemeine Versammlung übernahm der Geschäftsführer, Herr Hauchecorne, den Vorsitz.

Herr Lienenklaus lud die Gesellschaft nach Osnabrück ein; Herr von Zittel schlug München vor und fügte Bemerkungen über die event. anzuschliessenden Excursionen hinzu.

Nach Aeusserung verschiedener Wünsche über die Zeit der Tagung, die möglichst nicht mit der Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte und dem Internationalen Geographentage collidiren solle, entschied man sich bei der Abstimmung einstimmig für München. Herr von Zittel wurde zum Geschäftsführer der nächsten Hauptversammlung gewählt.

Ferner lenkte Herr Hauchecorne die Aufmerksamkeit der Versammlung auf die Tabelle und Karte hin, welche Herr Bönecke, Secretair an der geologischen Landesanstalt, über die Zahl der Mitglieder während des 50jährigen Bestehens und die Tagungsorte der Gesellschaft angefertigt und aufgestellt hatte (vgl. Anhang).

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

v. Zittel. Steuer. Naumann. Krusch.

Hierauf fand im Museum für Naturkunde ein Besuch der paläontologischen Schausammlung und eine Besichtigung des daselbst soeben zur Aufstellung gelangten Beyrich-Denkmals statt, an welchem Herr Hauchecorne im Namen der Gesellschaft einen Lorbeerkranz niederlegte.

Protokoll der Sitzung vom 28. September 1898.

Vorsitzender: Herr von Koenen.

Das Protokoll der vorigen Situng wurde verlesen und genehmigt.

Herr v. Zittel beantragte, an Stelle der verstorbenen Herren Beyrich und Neumayr die Herren v. Koenen und Rothpletz zu Mitgliedern der Redaction der Palaeontographica als Vertreter der Deutschen geologischen Gesellschaft zu ernennen.

Der Antrag wurde angenommen.

Der Schatzmeister Herr Loretz legte den Voranschlag für die Einnahmen und Ausgaben der Deutschen geologischen Gesellschaft für das Jahr 1898 vor:

Einnahmen.		
Mitglieder	ℳ	8000. —
Verkauf der Zeitschrift	„	1340. —
Zinsen von Staatspapieren	„	200. —
	ℳ	9540. —

Ausgaben.		
Zeitschrift	ℳ	6623. —
(Hierbei ev. 50 Druckbogen ℳ 3850 —		
Rest für die Tafeln „ 2773 —)		
Bibliothek	„	336. —
Bureau und Verwaltung	„	1939. —
Allgemeine Versammlung	„	102. —
Reservefonds	„	540. —
	ℳ	9540. —

Wegen der Kürze der Zeit wurde für die weitere Verhandlung ein Maximum von 10 Minuten für jeden Vortrag festgesetzt.

Herr H. Potonié (Berlin) sprach über eine Carbon-Landschaft. Erläuterungen zu einer neuen Wandtafel.[1])

Den Versuch, Carbon-Landschaften zu veranschaulichen, haben die Pflanzen-Paläontologen wiederholt unternommen. Am be-

[1]) Die Tafel konnte in verkleinertem Maassstabe hier nicht reproducirt werden. Eine vorläufige farbige Darstellung erscheint in einem Supplement-Bande zu Meyer's Conversations-Lexicon, 5. Auflage (Bibliographisches Institut in Leipzig). Die grosse, inhaltlich hinsichtlich der charakteristischen Sculpturen der Carbon-Pflanzen u. s. w. von der

kanntesten geworden sind die Reconstructionen der Steinkohlenflora in Landschaftsform von F. UNGER[1], von denen die eine Tafel (Taf. III) in Büchern immer wieder reproducirt worden ist, obwohl sie — wenn auch als künstlerische Darstellung recht hübsch — so wenig Einzelheiten bietet, dass sie für den Unterricht nicht brauchbar ist.[2])

Wir sind nun aber jetzt so weit, dass wir uns über eine Anzahl der pflanzlichen Haupttypen der Steinkohlenformation eine wesentlich genauere Vorstellung zu machen vermögen, als es zu UNGER's und auch zu Zeiten der späteren Restaurations-Versuche, z B. von O. HEER, KARL A. ZITTEL und H. B. GEINITZ, möglich war.

Es liegt zweifellos das Bedürfniss vor, eine neue, zeitgemässe landschaftliche Darstellung über die Carbonflora, welche unsere jetzigen Anschauungen im Bilde wiederzugeben sucht, zu besitzen.

Um möglichst viele Pflanzentypen auf die Tafel bringen zu können, habe ich die Flora des mittleren productiven Carbons zu Grunde gelegt, speciell die Flora z. B. des „Hangendzuges" (= Schatzlarer Schichten) im Niederschlesisch-böhmischen Becken und der Unteren Saarbrücker Schichten des Saar-Reviers. Es handelt sich also, vom Silur-Devon ab gezählt, um meine 5. Flora, oder vom Culm ab gerechnet um die IV. Carbonflora[3]), die durch ihren alle anderen fossilen Floren übertreffenden Reichthum an Resten am meisten Materialien zu Reconstructionen liefert und auch deshalb grösseres allgemeines Interesse beansprucht, weil es sich um den bergbaulich wichtigsten Theil der Steinkohlenformation handelt.

---

nur den Gesammt-Eindruck bietenden kleinen, ganz wesentlich abweichende Wandtafel wird im Auftrage der Direction der königl. preuss. geol. Landesanstalt im Verlag von Gebrüder BORNTRAEGER in Berlin erscheinen. Der Tafel wird eine ausführliche illustrirte Erläuterung beigegeben werden.

[1]) Die Urwelt in ihren verschiedenen Bildungsperioden. XIV landschaftliche Darstellungen. Wien 1847.

[2]) Die allerneueste Reproduction dieser Tafel findet sich sogar bei einem Pflanzen-Paläontologen von Fach, nämlich als Beigabe zu einer kurzen Notiz von F. H. KNOWLTON „In a coal swamp" in der Zeitschrift „The Plant World", II, No. 2, 1898. Es sei dies auch deshalb hervorgehoben, weil UNGER in dieser populären Notiz nicht citirt wird, und es daher den Anschein erwecken könnte, als handele es sich um einen neuen Versuch.

[3]) Vergl. meine Abh.: „Die floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm". Abh. kgl. preuss. geol. L.-A., N. F., Heft 21, 1896. — Auch mein „Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie mit besonderer Rücksicht auf die Bedürfnisse des Geologen" (Berlin seit 1897) orientirt über diese Floren.

Die auf der Tafel gebotenen Reconstructionen gründen sich durchweg auf wirklich constatirte organische Zusammenhänge der Reste; dass trotzdem bezüglich der Tracht und des Auftretens der zur Darstellung gebrachten Pflanzen die Natur nicht erreicht ist, fühle ich nur zu gut.

In einem Punkte mussten die realen Verhältnisse, wie sie anzunehmen sind, dem Zweck entsprechend, dem die Tafel dienen soll, absichtlich etwas — wenn auch so wenig als nur irgend möglich — zurückgedrängt werden. Die Tafel soll ja dem Unterricht dienen, und es war daher geboten, die äusseren Eigenthümlichkeiten und Besonderheiten der Typen nach Möglichkeit sichtbar zu machen. Das war nur zu erreichen, wenn die Urwaldnatur mit ihrem verwirrenden, undurchdringlichen Durcheinander, die wohl ein interessantes Gesammtbild liefert, aber für Einzelheiten wenig Platz lässt, etwas gemildert wurde. Der Hauptcharakter der Steinkohlenlandschaft, wie wir ihn uns meines Erachtens vorzustellen haben, nämlich die Waldmoornatur[1], konnte dabei aber gewahrt bleiben. Um den Eindruck eines Waldmoores zu erwecken, war ja nur all und jede Bodenerhebung zu vermeiden: es musste ein durchaus horizontaler Boden, hier und da von Wasser bedeckt, angenommen werden.

Dass die Pflanzenarten an bestimmten Stellen sehr oft mit Zurückdrängung der übrigen Arten dominirt haben, wie das z. B. durch den Calamariaceen-Wald in der Mitte des Bildes zum Ausdruck gekommen ist, habe ich häufig constatiren können. Das oft massenhafte und ausschliessliche Auftreten von Calamariaceen-Resten in bestimmten Schichten erinnert an das Verhalten der Nachkommen der Calamariaceen, an unsere Schachtelhalm-*(Equisetum)*-Arten, von denen ein Theil gern wasserbedeckte und feuchte Stellen schnell besetzt, wie nasse Wiesen, die oft von kleinen *Equisetum*-Wäldern dicht überzogen sind. Solche Fälle haben mir schon längst die Frage nahe gelegt[2], ob die üblichen landschaftlichen Restaurationen zur Carbon-Flora nicht nach der Richtung verbesserungsbedürftig sind, als wir es nach wiederholter Beobachtung entweder z. B. mit Lepidophyten- oder mit Calamariaceen-Wäldern zu thun haben, nicht mit Mischwäldern, in denen die beiden Baum-Bestandtheile im Ganzen gleichmässig häufig auftreten. Auch sonst kann man local ausgebildete Floren beobachten. Im Rothliegenden des Saargebietes und Thüringens z. B. treten die Walchien in bestimmten, meist san-

---

[1]) Vergl. meine Abhandlung: „Ueber Autochthonie von Carbonkohlen-Flötzen und des Senftenberger Braunkohlenflötzes." Jahrk. kgl. preuss. geol. L.-A. für 1895.

[2]) Autochthonie, l. c. p. 16, 17.

digen Horizonten fast ohne Beimischung anderer Floren-Elemente auf. Mögen sie nun in diesen Fällen eingeschwemmt oder dort gewachsen sein: in beiden Fällen deutet ihr Vorkommen darauf hin, dass es *Walchia*-Wälder gegeben hat, in denen die Arten dieser Gattung der Landschaft die Physiognomie aufgedrückt haben. Es könnten noch mancherlei Beispiele angeführt werden: so erfüllt *Equisetites mirabilis* des Waldenburger Liegendzuges (3. Flora) in der Regel allein die Schichten, in denen diese Art vorkommt u. s. w.

Für die Tropen-Natur unserer Steinkohlenflora sprechen die folgenden Thatsachen:

1. Soweit die fertilen Reste der Farn eine nähere Kenntniss des Baues ihrer Sori und Sporangien zuliessen, ergab sich die systematische Zugehörigkeit der Verwandtschaft zu Familien, die heute in den Tropen zu Hause sind.

2. Während in den heutigen gemässigten Zonen nur Farnstauden gefunden werden und nur gelegentlich einmal, wie bei *Onoclea Struthiopteris*, kleine und kurze Stämme zur Entwickelung kommen, haben wir es in den Farnen des Carbons — wie sich immer mehr ergiebt — überwiegend mit Bäumen und kletternden resp. windenden Pflanzen zu thun. Ueberhaupt ist das Ueberwiegen grosser, baumförmiger Gewächse im Carbon auch aus anderen Gruppen, die heute meist krautig sind, zu erwähnen.

3. Die Adventiv-Fiedern auf der Hauptspindel von *Pecopteris*-Arten sind eine Eigenthümlichkeit, die heute nur an Farn der Tropen beobachtet wird.

4. Die Grösse der Wedel einer grossen Zahl von Carbonfarn entspricht wohl Verhältnissen, wie sie in den heutigen Tropen, aber nicht in der gemässigten Zone vorkommen. So grosse Wedel und Blätter überhaupt können nur dort vorkommen, wo ihnen das Klima zur Entwickelung genügende Zeit lässt.

5. Wie die tropischen Holzgewächse vermöge des günstigen Klimas nicht selten ein stetiges Dickenwachsthum haben und somit oft der durch ein periodisches Wachsthum bedingten Jahresringe entbehren, so fehlen Jahresringe den Holzgewächsen des Carbons durchweg.

6. Das häufige Vorkommen stammbürtiger Blüthen bei Carbonpflanzen entspricht der vielfach weitgehenden Arbeitstheilung sämmtlicher Organe und Organsysteme der Pflanzen der heutigen Tropen. Die letzteren zeigen viel häufiger als die Pflanzen unserer gemässigten Zone die Ausbildung eigener Sprosse, denen ausschliesslich die Arbeit der Ernährung zukommt. Bei den Bäumen mit stammbürtigen Blüthen nimmt gewissermaassen die ganze Laubkrone einen solchen Charakter an, und die Nebenarbeit des

Blühens und Früchtetragens wird den älteren Aesten und dem Hauptstamme übertragen. Es ist der durch die dichte, tropische Vegetationsdecke bedingte mächtige Kampf ums Licht, der sich darin ausspricht, dass die lichtbedürftigen Laubblätter oft ganz ausschliesslich den Gipfel einnehmen, während die Fortpflanzungsorgane an den Theilen der Pflanzen auftreten, die dem Licht weniger zugänglich sind, wo sie jedenfalls die ausgiebige Lebensverrichtung der Laubblätter in keiner Weise behindern.

Gehen wir nun des Näheren auf die einzelnen, zur Darstellung gebrachten Pflanzentypen ein, und zwar nur soweit ihre Eigenheiten auf der Tafel zum Ausdruck gekommen sind; wir werden dabei Gelegenheit haben, die bisher gebotenen Andeutungen zu specialisiren.

Im Uebrigen verweise ich auf mein Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie.

I. Filices.

Von Farn sind zur Darstellung gelangt a. baumförmige Arten, b. kletternde bezw. windende Arten und c. kleinere, staudenförmige Arten (den Boden bedeckend).

Ein grosser zur Darstellung gebrachter Baumfarn giebt den Habitus einer *Pecopteris*-Art vom Typus der *P. dentata* wieder. Die Stämme sind unter dem „Gattungs"-Namen *Caulopteris* bekannt; sie tragen grosse Blattnarben in spiraliger Anordnung. Die grossen Wedel zeigen in dem auf der Tafel gedachten Fall Adventiv-Fiedern, d. h. Fiedern, die den Haupt-Spindeln der Wedel ansitzen, sich bei den Carbon-Arten wohl leicht lösten, da sie oft getrennt gefunden werden, und daher wegen ihrer Aehnlichkeit mit den freilich grösseren Wedeln der Gattung *Aphlebia* zu dieser gerechnet wurden und heute in Anlehnung daran auch als aphleboïde Fiedern bezeichnet werden können.

Dass solche Adventiv-Fiedern an Farn-Arten der heutigen Tropen vorkommen, wurde schon oben erwähnt. Sie sind vielleicht als Ueberreste, Erinnerungen an die ursprünglich spreitig besetzt gewesenen Hauptspindeln der Wedel zu deuten; ihre feine Zertheilung mit gern mehr oder minder lineal gestalteten Theilen letzter Ordnung, ferner ihre zuweilen hervortretende Neigung zu Dichotomieen erinnern durchaus an die von den ältesten und älteren Farnen (namentlich der 1., 2. und 3. Flora), z. B. von der Gattung *Rhodea,* beliebten Eigenthümlichkeiten hinsichtlich der Zertheilung und Gestaltung der spreitigen Fläche. Wie Primärblätter von Pflanzen in ihrer Ausbildung Eigenthümlichkeiten der Hauptblätter der Vorfahren lange bewahren können, so sind vielleicht die Adventiv-Fiedern, die doch Primär-Fiedern sind, ebenfalls auf den Aussterbeetat gesetzte Reste, die aber nicht bloss

wie in anderen Fällen in ihrer Stellung, sondern überdies auch in ihrer Form an weit entlegene Bauverhältnisse der Vorfahren erinnern. Für die erwähnte Deutung der Adventiv-Fiedern kann auch noch die Thatsache verwerthet werden, dass sie erst an Arten des späteren Palaeozoicums auftreten und vor Allem bei Arten von der Ausbildung wie *Rhodea* noch nicht vorhanden sind, da es ja hier nach dem Gesagten die „normalen" Fiedern sind, die die feine, lineale Zertheilung aufweisen.

Auf vage Vermuthungen sind wir jedoch zur Zeit angewiesen hinsichtlich der Belaubung der als Megaphyten bezeichneten Farnstämme; es wurde deshalb hier auf den Versuch einer Reconstruction verzichtet. Ein entlaubter, verbrochener Stamm ist halb im Wasser liegend auf unserer Landschaft angebracht worden. Die Gattung *Megaphyton* unterscheidet sich von *Caulopteris* dadurch, dass die Stämme sehr merkwürdig nur zwei gegenständige Reihen von Blattnarben besitzen, die überdies meist breitgezogen sind.

Auffallend sind im Steinkohlen-Urwalde dünn-, aber dabei sehr langstämmige resp. -spindelige Farne[1]), die die Rolle unserer heutigen tropischen Phanerogamen-Lianen gespielt haben. Diese für die Physiognomie der Steinkohlen-Landschaft wichtige Thatsache ist bisher nicht genügend beachtet worden. Es giebt in der Steinkohlen-Formation eine ganze Anzahl Arten, die hierher gehören, so dass sie in der That eine hervorragende Rolle gespielt haben müssen. Auf der Tafel sind zwei Typen zur Darstellung gebracht worden, nämlich Arten von dem Habitus der so häufigen *Mariopteris muricata* und eine *Sphenopteris* vom Typus der *Sph. Hoeninghausi*. Vergl. Fig. 1.

Es muss dahingestellt bleiben, ob es sich in solchen lang- und dabei dünnstämmigen (oder spindeligen) Arten um windende Pflanzen gehandelt hat, wie solche auch unter den heutigen tropischen Farnen, ohne jedoch der Physiognomie der Landschaft einen Charakter aufzuprägen, gelegentlich vorkommen; es sei diesbezüglich an *Lygodium japonicum* mit seiner windenden Wedel-

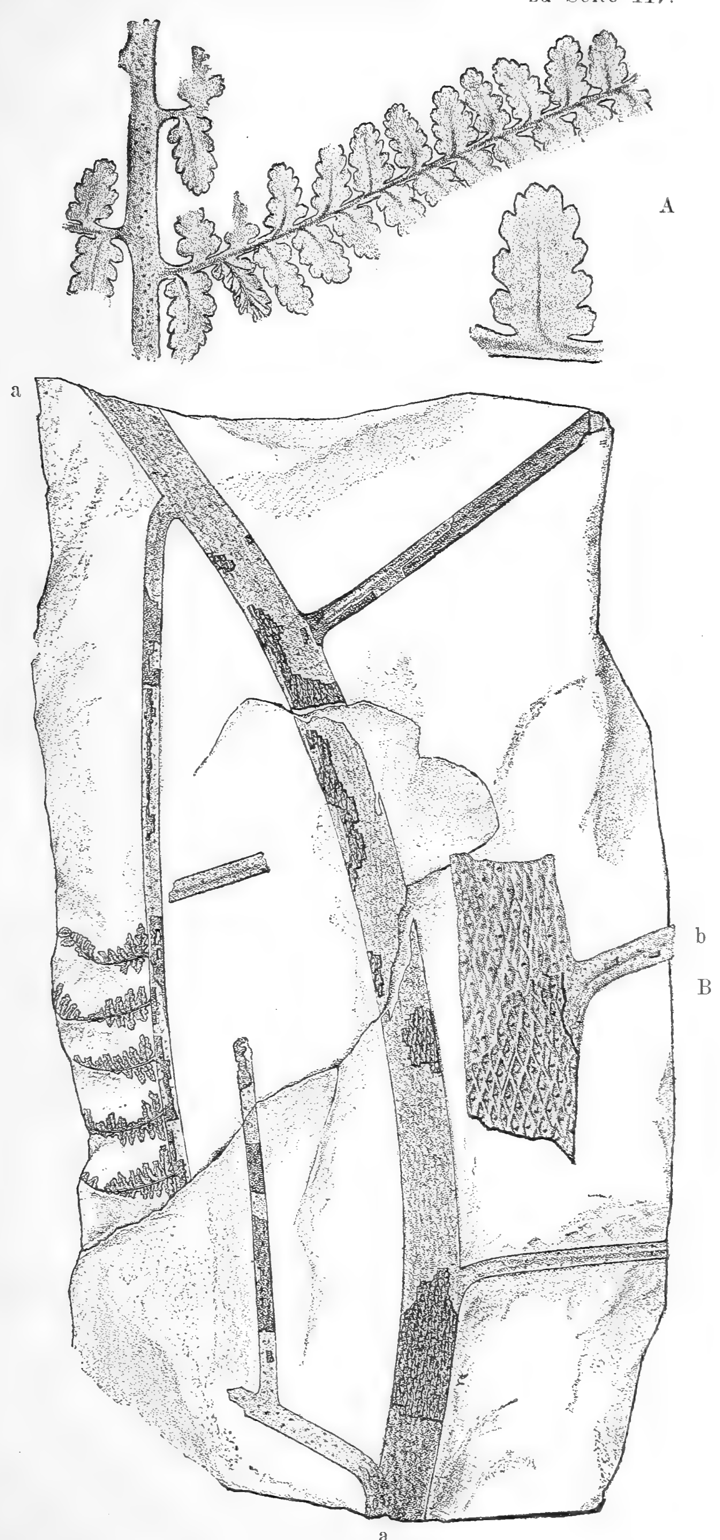
---

[1]) Inwiefern es sich in theoretisch-morphologischer Hinsicht nicht um Stengel-Organe, sondern um sehr verlängerte und ganz den Habitus von Stengeln annehmende Wedel-Hauptspindeln handeln könnte, ist noch nicht hinreichend ermittelt; nach den mir bekannten Resten wird man in einigen Fällen besser von Stengel-Organen reden, da die „Wedel" denselben allseitig anzusitzen scheinen. Vergl. meine Schrift „Die Metamorphose der Pflanzen im Lichte paläontologischer Thatsachen" (1898), in der ich im Uebrigen darauf aufmerksam gemacht habe, dass sich keineswegs sämmtliche Pflanzenorgane in typische Wurzeln, Stengel und Blätter gliedern lassen, sondern dass naturgemäss auch Uebergangs- (Mittel-) Bildungen vorkommen.

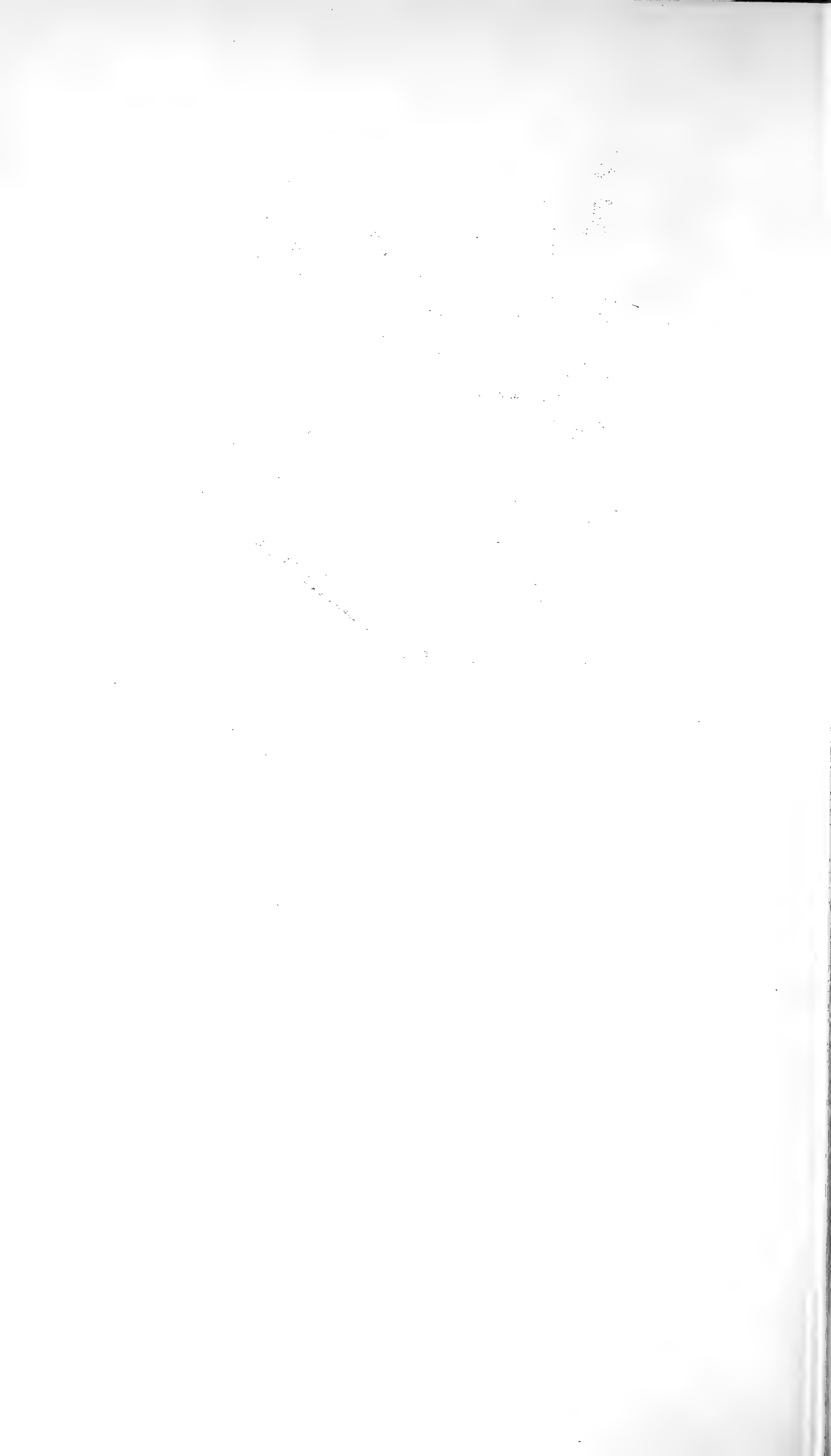


Figur 1. *Sphenopteris* vom Typus der *Sph. Hoeninghausi* in $^1/_2$ der nat. Gr. a—a = Hauptaxe. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 u. 8 sind die mehr oder minder vollkommen erhaltenen, der Hauptaxe ansitzenden Wedel, die spiralig gestellt zu sein scheinen.
Donnersmarkhütte: Querschlag der Concordiagrube (+ 200 m Sohle) in Ober-Schlesien.

spindel erinnert. Soviel ist sicher, dass die in Rede stehenden, dünnen und langen, fossilen Farn-Stämme oder -Spindeln nicht in der Lage waren, ohne Stütze sich aufrecht zu erhalten, so dass mindestens anzunehmen ist, dass solche Farne durch Anschmiegen an Stämme, die in der Lage waren, sich selbst zu tragen, oder als Spreizklimmer den Kampf zur Erreichung der



Figur 2. *Sphenopteris Bäumleri.* A in $^1/_1$, rechts darunter ein einzelnes Fiederchen in $^2/_1$. — B grosses Stück in $^1/_2$ der nat. Gr. mit Axe a—a, welche seitwärts die Abgänge von 4 Wedeln resp. Fiedern 1. Ordnung zeigt. Bei b ein Stückchen der Hauptaxe in $^1/_1$. — B von der Grube Gott mit uns, bei Mittel-Lazisk in Ober-Schlesien, A von der Bohrung Woschczytz I in Ober-Schlesien: Teufe 322 m.



Lichtquelle aufnahmen. Es muss bei der Häufigkeit solcher Farnarten also der Charakter des Steinkohlen-Urwaldes nicht unwesentlich beeinflusst gewesen sein, so dass sie den tropischen Habitus desselben mitbedingen halfen.

Die wesentliche Veränderung, welche eine Carbon-Landschaft durch die Erkenntniss des Vorkommens vieler Farn-Lianen gegenüber den früheren Reconstructions-Versuchen zu erfahren hat, an dieser Stelle hinreichend zu betonen, sei ausser dem in Fig. 1 veranschaulichten Fall ein bisher noch nicht bekannt gewesenes Beispiel vorgeführt. Es ist in der Fig. 2 zur Anschauung gebracht worden, welche einen grösseren Rest von *Sphenopteris Bäumleri* darstellt, der eine sicherlich kletternde, jedenfalls eine als Selbststütze viel zu schwache Hauptaxe zeigt, welcher gestielte, spreitig besetzte Wedel, resp. — wenn die erwähnte Hauptaxe die dann freilich recht dicke Hauptspindel (ähnlich wie bei *Lygodium*) sein sollte — Fiedern 1. Ordnung ansitzen.

Wie gewisse Pecopteriden-Wedel mindestens 4 □m Flächenraum einnehmen und weit über 3 m lang sein können, so dass sie auch durch die gewaltigen Grössen-Verhältnisse an tropische recente Marattiaceen erinnern, denen sie sich durch ihre fertilen Reste nahe verwandt zeigen, so giebt es auch unter den *Eusphenopteris*-Arten, zu denen *Sphenopteris Hoeninghausi* und ihre Verwandten gehören, mächtige Wedel.

Weil heute ungebräuchlich, ist die Art und Weise der gabeligen Verzweigung der Wedel, wie sie viele grössere Reste der *Eusphenopteris*-Arten bisher gezeigt haben, besonders auffallend. Wir sehen die Wedel einmal-gegabelt und nicht nur die Gabelstücke, sondern auch das Fussstück der Gabel, also den Spindeltheil unter der Gabelung mit Fiedern besetzt.

Die gabelige Verzweigung wird von den Pflanzen der ältesten geologischen Zeiten im Gegensatz zu der heute beliebten, vorwiegend rispigen bezw. fiederigen Verzweigung ganz allgemein auffallend bevorzugt; ich habe sie durch die von einer grösseren Anzahl Thatsachen unterstützte Annahme der ursprünglichen Abstammung der ersten Landpflanzen von gegabelten, tangartigen Wasserpflanzen zu erklären versucht. [1]) Es ist in der That bemerkenswerth, wie gern auch die heutigen Wasserpflanzen zu Gabelungen neigen, und so wären die Gabeln der Farn-Wedel, *Sigillaria*- und *Lepidodendron*-Stämme u. s. w. Erinnerungen an ihre Herkunft aus dem Wasser: eine Herkunft, die ja nach Ansicht

[1]) Vergl. meinen Artikel „Die Phylogenie der pflanzlichen Blatt- und Stengel-Verzweigungen“ in der „Naturw. Wochenschr.“, X, 1895, p. 433 ff. oder die begründeten Angaben in meinem „Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie“.

der heutigen Wissenschaft alle Lebewesen theilen. Die Gründe, weshalb die Gabel-Verzweigung bei den Landpflanzen im Laufe der Generationen zurückgedrängt worden sein mag, habe ich an den angeführten Stellen angegeben.

2. Sphenophyllaceen.

Im Vordergrunde der Tafel auf dem Wasser schwimmen sehen wir einen grünen Teppich, aus welchem steifaufrechte, lange Blüthen *(Bowmanites)* hervorragen, ähnlich denen unserer einheimischen *Potamogeton*-Arten, nur dass die Blüthen der Carbon-Wasserpflanzen grösser sind.

Unsere paläozoische Wasserpflanze soll eine *Sphenophyllum*-Art vorstellen.

Es sind mehrere Gründe, die dafür sprechen, dass die Sphenophyllaceen Wasserpflanzen waren:

1. entspricht der centrale Bau der Stengel demjenigen zugfester Organe, z. B. dem von Wurzeln; wir erblicken auf Querschliffen echtversteinerter Exemplare ein centrales Leitbündel im Gegensatz zu der mehr oder minder auffällig hohlcylindrischen Anordnung der festen Elemente in Organen, die allseitig biegungsfest sein müssen, wie die in die Luft ragenden Stengel der Landpflanzen.

2. Die Heterophyllie der Sphenophyllaceen entspricht ganz derjenigen, die bei recenten Wasserpflanzen üblich ist. So kommt bei *Sphenophyllum Asterophyllites*-Beblätterung an den Axen älterer Ordnungen vor. Dies in Verbindung mit der Thatsache, dass sich die keilförmigen Blätter der jüngeren Sprosse gern in eine Ebene begeben, sowie die „*Trizygia*“-Beblätterung legen den Gedanken sehr nahe, dass wir es mit Wasserpflanzen zu thun haben, da bei diesen die untergetauchten Blätter gern ganz schmal, die Luftblätter hingegen breitflächiger sind. Sprosse mit in eine Ebene gerichteten Blättern mögen auf dem Wasser geschwommen sein. Wie wir an solchen Sprossen sehen, bemühen sich die Blätter zwar, indem sie sich in dieselbe Ebene begeben, durch unsymmetrische Gestaltung der Wirtel sich gegenseitig auszuweichen, jedoch lässt sich dabei eine gegenseitige, theilweise Bedeckung nicht ganz verhindern. Das wird bei der Kürze der Internodien erst vollständig vermieden durch Bildung grösserer und kleinerer Blätter in einem und demselben Quirl, wie das die als *Trizygia* Royle beschriebenen *Sphenophyllum*-Reste besonders schön zeigen.

Sphenophyllum cuneifolium erschien vor Kenntniss der Heterophyllie in nicht weniger als drei Arten zerrissen, die überdies

in zwei ganz verschiedene paläontologische Gattungen untergebracht werden mussten.

3. Endlich ist darauf hinzuweisen, dass die nächsten heutigen Verwandten der Sphenophyllaceen die Salviniaceen zu sein scheinen, die ebenfalls Wasserpflanzen sind. [1])

3. Calamariaceen.

Zu den bestbekannten Arten der Calamariaceen gehört durch E. Weiss' Untersuchung der *Eucalamites ramosus*, der zur Reconstruction unseres Calamariaceen-Waldes in der Mitte des Bildes gedient hat. Die langen Internodien, die wenigen, quirlig von den Nodiallinien abgehenden Zweige, die Beblätterung vom Typus der *Annularia radiata (ramosa)*, die endständigen, den Seiten-Sprossen aufsitzenden, kleinen, schlanken Blüthen *(Calamostachys)* sind Einzelheiten des Habitus, die an den zur Darstellung gebrachten Individuen gut zur Anschauung gelangen. Im Wasser steht ein verbrochener Stamm-Stumpf, der durch die Höhlung, die er aufweist, daran erinnern soll, dass die Calamariaceen wie unsere Schachtelhalme hohle Stengel basassen, also durchaus nach dem für aufrechte, allseitig biegungsfeste Organe günstigen Princip des Hohlcylinders gebaut waren, dass sie jedenfalls im Centrum des Stammes einen grossen Markkörper bezw. einen Hohlraum besassen, dessen Ausfüllungen mit Gestein die bekannten Steinkerne, Calamiten im engeren Sinne, veranlasst haben.

4. Lepidodendraceen.

Dass die Stigmarien die unterirdischen Organe von Lepidodendraceen (Schuppenbäumen) und Sigillariaceen (Siegelbäumen) waren, ist jetzt zweifellos festgelegt; auf der Tafel wurde denn auch dem vordersten *Lepidodendron*-Baum unten eine *Stigmaria* gegeben, die aus dem Boden ausgewaschen gedacht ist, um die Eigenthümlichkeiten dieses, namentlich (nicht ausschliesslich!) im Liegenden der Flötze vorkommenden, häufigsten Fossils des Carbons auf die Tafel bringen zu können. Die streng horizontale, durchweg gegabelte Ausbildung ist bemerkenswerth, ersteres, weil dadurch auf die Moor-Natur des Bodens hingewiesen wird, letzteres aus schon angegebenen Gründen.

Dass die oberirdischen Theile der Schuppenbäume vorwiegend Gabelverzeigungen besassen, die sich kreuzten, ist längst bekannt. Manche Stücke zeigen hier und da Uebergipfelungen, aber der Gesammteindruck muss, wenigstens in vielen Fällen,

---

[1]) Vergl. mein Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie, p. 180 ff.

derjenige gewesen sein, den unser Hauptbaum vorn und der *Lepidodendron*-Wald dahinter bieten.

Die charakteristische, auffallende Sculptur der epidermalen Oberfläche der *Lepidodendron*-Stämme in längsgestreckte, hervorgewölbte, daher oberflächlich gesehen wie Schuppen (daher „Schuppenbäume"!) erscheinende Rhomben ist auf dem erwähnten Hauptbaum der Tafel deutlich wahrnehmbar.

Der organische Zusammenhang einerseits zwischen den charakteristischen, die Stammoberfläche bekleidenden Blattpolstern und andererseits den Sprossen mit meist schmallanzettlichen Laubblättern, ebenso wie endlich diese mit endständigen grossen, zapfenförmigen Blüthen ist wiederholt beobachtet worden.

Schlechter bestellt ist es um unsere Kenntniss des Habitus der unter dem Namen *Ulodendron* bekannten *Lepidodendron*-Stämme, die sich durch zwei gegenständige Zeilen napfförmiger Vertiefungen auszeichnen, den Stellen, denen grosse, ungestielte Blüthen angesessen haben, die also hier stammbürtig sind. Um auch in diesem Fall nicht ein blosses Phantasie-Gebilde zu liefern, das interessante Fossil aber doch zu berücksichtigen, ist ein umgefallenes Stammstück, das uns die eine Zeile der Blüthen-Ansatzstellen zuwendet, auf der Tafel angebracht worden.

5. Sigillariaceen.

Es ist richtig und in der That auffallend, dass sich dünnere Sigillariaceen-Zweige im Allgemeinen nicht finden; sie stehen in dieser Beziehung allerdings in einem Gegensatz zu *Lepidodendron*, von welcher Gattung die bekannten gegabelten, in dünne Endsprosse ausgehenden Zweigstücke häufig sind. Es sei denn, dass sich die dünnen Zweige der Sigillariaceen von denen der Lepidodendraceen nicht unterscheiden, das heisst eine Polsterung wie die Lepidodrendaceen besitzen, wie das ja bei den zwischen beiden Familien stehenden Bothodendraceen thatsächlich der Fall ist.[1])

Aber falls wirklich den echten Sigillariaceen dünne Endzweige gefehlt haben sollten, so darf daraus doch nicht geschlossen werden, dass die echten Sigillariaceen-Stämme gänzlich unverzweigt waren, da sich Gabel-Verzweigungen dickerer Zweige, Fig. 3, in etwa gleicher Häufigkeit gefunden haben, wie solche von Lepidodendraceen.

Noch ein anderer Beweggrund hat zu den eigenthümlichen Reconstructionen, die an Lampencylinderbürsten (einfache, unverzweigte Stämme mit einem einzigen Schopf Blätter am Gipfel) erinnern, Veranlassung gegeben.

---

[1]) Vgl. mein Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie, 1897, p. 242, 243.



Figur 3. Ein favularischer *Sigillaria*-Gabelzweig in 1/2 der nat. Gr. An dem linken Gabelzweig links oben befindet sich auf dem Steinkern noch etwas kohlige Rinde mit den Blattnarben. Oberhalb der Mitte des Fussstückes der Gabel eine Zeile von Blüthen-Abgangsstellen. Das Stück stammt aus dem prod. Carbon Westphalens.

GOLDENBERG hat nämlich[1]) zwei Steinkerne, einen kleinen und einen $5^1/_2$ m langen, abgebildet, die allerdings zu den Sigillariaceen zu gehören scheinen und merkwürdiger Weise gänzlich unverzweigt sind.

---

[1]) Flora saraepontana fossilis, I, 1855.

Diese Objecte zeigen aber ganz andere Stammformen, als sie sonst Bäume besitzen. GOLDENBERG sagt: „So wurde ein förmlicher Sigillarienwald aufgeschlossen, und zwar in der Gestalt, wie er sonst leibte und lebte. Die Wurzeln dieser Pflanzen lagen in ein und demselben geologischen Niveau, und die Stämme derselben befanden sich noch in ihrer ursprünglichen senkrechten Richtung auf diesem ihrem alten Grund und Boden. Die meisten dieser Sigillarien . . . hatten unten 2 — 3 Fuss im Durchmesser und endigten oben in einer abgerundeten Spitze, ohne irgend eine Spur einer Verästelung zu verrathen.“ Einen solchen Stamm bildet der genannte Autor Taf. B, Fig 13 in $^1/_{50}$ der natürlichen Grösse ab. In natürlicher Grösse muss dieser Stamm an seinem Grunde einem Durchmesser von etwa 2 m, in seiner Mitte von über $1^1/_2$ m aufweisen; er erhebt sich in Form eines Zuckerhutes bis zu einer Höhe von $5^1/_2$ m. Die Oberfläche desselben bietet die sogenannte *Syringodendron*-Sculptur einer rhytidolepen Sigillarie. Fig. 4 giebt eine Vorstellung dieser Sculptur. Die Syringodendren sind Steinkernoberflächen unter dem kohlig erhaltenenen Theil der Rinde: sie besitzen eine mehr oder minder ausgesprochene Längsstreifung, die, da es sich um Innenrinden-Erhaltungszustände handelt, dem Verlauf längsgestreckter Zellen in der Rinde entsprechen dürfte. Unter jeder Blattnarbe, die man mit der etwa noch dem Steinkern anhaftenden, kohligen Rinde entfernt, erblickt man, den Seitennärbchen der Narbe entsprechend, zwei, oft sehr grosse, linienförmige oder elliptische Male, die unter einander mehr oder minder verschmelzen können, und man kann ferner zwischen den beiden erwähnten Malen, wie in unserer Figur, noch ein drittes, punktförmiges Mal als Andeutung der Leitbündelspur bemerken. Ob die Syringodendren GOLDENBERG's nun bei ihrem eigenthümlichen Habitus nicht vielleicht Pflanzen angehören, die von den eigentlichen Sigillarien abzutrennen sind, ist noch nicht hinreichend klar, so dass das angebliche Vorkommen unverzweigter, grosser, echter *Sigillaria*-Bäume keineswegs genügende Stützen findet.

Schon der Gedanke, dass der Aufwand eines mächtigen Baumstammes für eine ganz spärliche „Krone“, die nur wenigen Blättern Platz gewährt, unerklärlich wäre, gebietet, die üblichen Reconstructionen mit Vorsicht aufzunehmen. Hält man sich, wie das die exacte Forschung verlangen muss, genau an die bekannten Einzelthatsachen, so erhält man nämlich eine bei Weitem spärlichere Krone als sie durch die auf den Bildern übertrieben lang gezeichneten Blätter wiedergegeben zu werden pflegt, und es kommt hinzu, dass auch der Stamm auf Grund der GOLDENBERG'schen Funde sog. unverzweigter *Sigillaria*-Stämme einen



Figur 4. *Syringodendron* in 1/3 der nat. Gr. mit Wechselzonen. Fundort unbekannt. — Aus der Sammlung des † General-Postmeisters, Staatssecretärs v. STEPHAN.

ganz anderen Habitus besitzt, als er den Reconstructionen in unbewusster Anlehnung an die üblichen Baumformen gegeben wird.

Wir wissen einfach nicht sicher, um was es sich in den GOLDENBERG'schen Resten eigentlich handelt. Da solche Reste seitdem nicht wieder gefunden worden, also selten sind, so hätten sie füglich auf unserer Landschaft wegbleiben können. Ich habe es aber vorgezogen, den grossen, zuckerhutförmigen Stamm liegend anzubringen, um mit Nachdruck auf die Hinfälligkeit der üblichen *Sigillaria*-Reconstructionen hinzuweisen.

Da die von diesem Gebilde gebotene, unter dem Namen *Sigillaria alternans* bekannte *Syringodendron*-Sculptur, wenn sie noch die kohlige Rinde besitzt, sich als zu *Sigillaria* gehörig ergiebt, und die Sculptur des Stammes wegen der Längsrippen speciell zu den rhytidolepen Sigillarien gestellt werden müsste, so habe ich dem Stamm oben noch etwas Rinde einer *Rhytidolepis* ansetzen lassen, um die wichtige Abtheilung auf dem Bilde vertreten zu haben.

Die *Syringodendron*-Sculptur des Restes habe ich nicht genau nach dem Original GOLDENBERG's wiedergegeben, sondern die Marken in der mittleren Zone enger zeichnen lassen, so dass der Stamm „Wechselzonen" erhält. Dies geschah auf Grund von Resten, welche solche Zonen enger stehender *Sigillaria*-Narben resp. *Syringodendron*-Marken abwechselnd mit solchen weiter stehender aufweisen. Ein solches Beispiel bietet das Stück Fig. 4.

Die Wechselzonen weisen auf länger dauernde Wechsel in den Witterungsverhältnissen der Steinkohlenzeit hin. Wie nämlich unsere heutigen Pflanzen, wenn sie ungenügend belichtet werden, wohl in dem Bestreben, das fehlende Licht zu suchen, gern lang aufschiessen und dadurch ihre Blätter weit auseinander rücken, und wie die Pflanzen in der Trockenheit oder aus anderen Gründen leicht klein und kurz bleiben und dann umgekehrt ihre Blätter dichter gedrängt zeigen, so kann man auch auf manchen *Sigillaria*-Stammstücken Zonen enger stehender Blattnarben bemerken, die Demjenigen, der ihre Sprache zu lesen versteht, die wechselvolle Landschaft in der Phantasie bis in gewisse Einzelheiten hinein wieder erstehen lässt.[1])

Endlich wurde der bemerkenswerthe GOLDENBERG'sche *Syringodendron*-Rest noch zur Veranschaulichung der *Stigmariopsis* genannten unterirdischen Organe gewisser rhytidoleper Sigillarien benutzt.

---

[1]) Vergl. meinen Aufsatz: „Die Wechselzonen-Bildung der Sigillariaceen" im Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A. für 1893 oder Lehrb. d. Pflanzenpaläontologie, p. 251, 252.

Wie unser Bild deutlich macht, unterscheidet sich *Stigmariopsis* von *Stigmaria* zunächst einmal durch die Narben, denen die den Sumpfboden durchwuchernden langen Anhänge („Appendices") ansitzen. Während diese Narben bei *Stigmaria* kreisförmig sind und in ihrer Mitte einen Punkt, die Durchtrittsstelle des Leitbündels zeigen, oder, kurz und bündig ausgedrückt, kraterförmig sind, sind die Narben der *Stigmariopsis* linsenförmig. Goldenberg hatte so benarbte Stigmarien als *Stigmaria rimosa* (= *St. abbreviata*) beschrieben.

Ein wesentlicher Unterschied ist der folgende:

Die vier divergirenden Haupt-Rhizomäste verzweigen sich in sehr viel rascherer Wiederholung als *Stigmaria*, und zwar erfolgt die Verzweigung hier nicht in ein und derselben Ebene, so dass eine Menge Auszweigungen nicht nur horizontal verlaufen, sondern vorwiegend auch in anderen Richtungen schräg bis senkrecht abwärts von der Stammbasis ausgehen. Gegen das Centrum hin werden die Zweige kürzer und kegelförmiger. Zu dem Allen kommt nun noch die weit kürzere Ausbildung der Zweige hinzu, so dass *Stigmariopsis* sich sofort schon äusserlich auffallend von den Stigmarien mit ihren oft sehr langen, horizontal verlaufenden Zweigen unterscheidet.

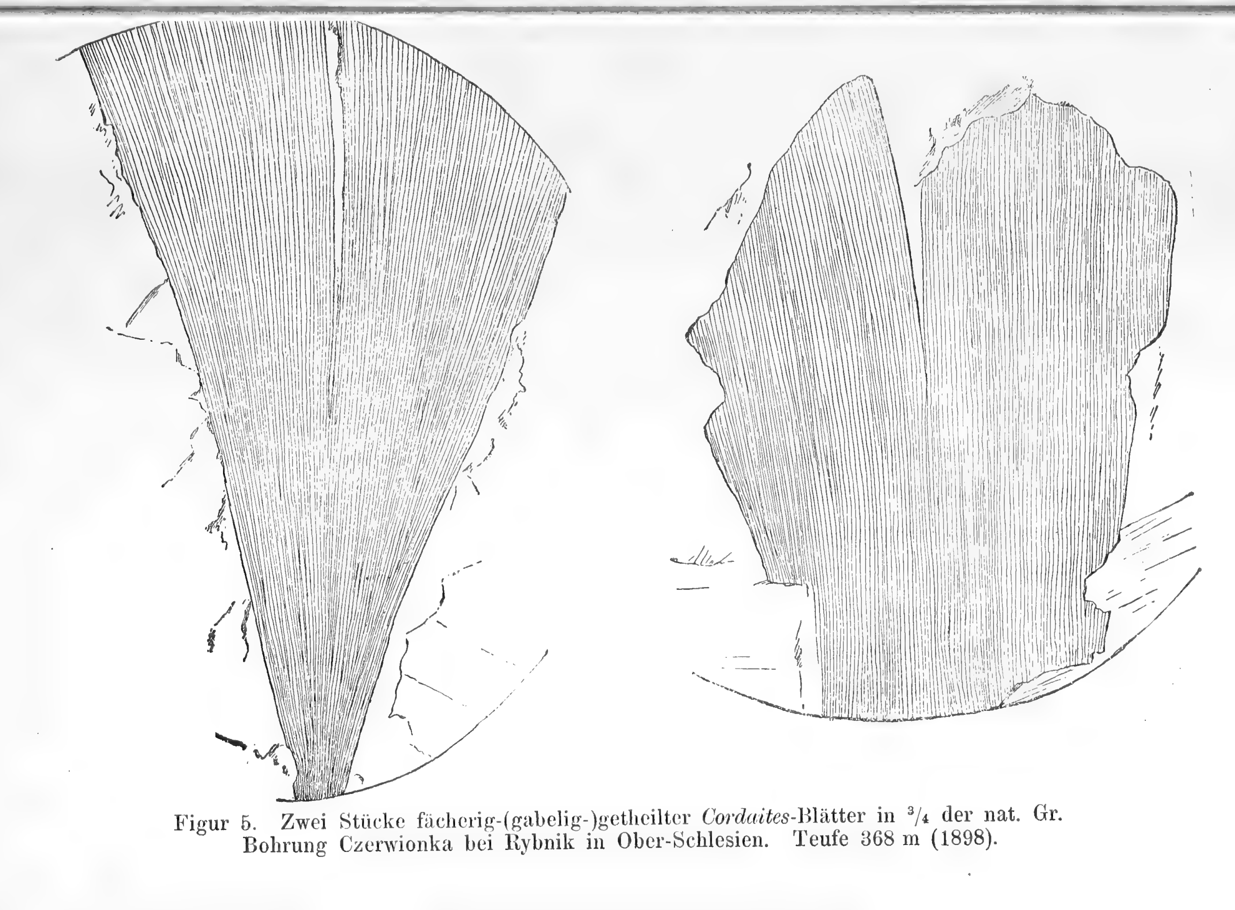
Ein *Sigillaria*-Wald auf der Tafel soll den vermuthlichen Habitus der Favularien veranschaulichen, die zwar in der 5. Flora seltener als die Rhytidolepen und charakteristischer für die vierte Flora sind, doch in der 5. Flora stets gefunden werden, und vor Allem deshalb hier zu Grunde gelegt werden mussten, weil uns die Reste in diesem Falle eine Reconstruction gestatten.

Betrachten wir den im Vordergrunde stehenden einzelnen Stamm, so nehmen wir an demselben Wechselzonen wahr und Zonen von Blüthennarben, denen stammbürtige, gestielte Blüthen (Sigillariostroben) angesessen haben. Oben, am Beginn der Krone sind solche noch ansitzend zur Darstellung gebracht.

Es ist bemerkenswerth, dass die Blüthennarbenzonen den Zonen der engerstehenden Blattnarben zu folgen pflegen. Die an unserem Exemplar zu constatirenden Zonen sind denn auch von unten nach oben:

1. Zone grösserer Polster, d. h. weiter stehender Blattnarben,
2. Zone kleiner Polster, d. h. enger stehender Blattnarben und
3. Zone von Blüthennarben,

worauf dann wieder eine Zone 1 folgt u. s. w. Fig. 3. Diese Thatsache ist in Berücksichtigung des über die Ursache der Wechselzonen-Bildung Gesagten in Zusammenhang mit den Erfahrungen der Botaniker, dass Licht und Trockenheit die Blüthenbildung befördern und das Wachsthum der vegetativen Organe mindern, wäh-



Figur 5. Zwei Stücke fächerig-(gabelig-)getheilter *Cordaites*-Blätter in ³/₄ der nat. Gr. Bohrung Czerwionka bei Rybnik in Ober-Schlesien. Teufe 368 m (1898).

rend Schatten und Feuchtigkeit die Entwickelung der letztgenannten Organe befördern, leicht verständlich.

Die Kronen der Sigillariaceen durften aus schon angegebenen Gründen nicht so reich gegabelt dargestellt werden, wie diejenigen der *Lepidodendron*-Bäume, obwohl — dies sei nochmals gesagt — die ersteren bis auf Weiteres vielleicht nur deshalb dazu zwingen, weil die jüngsten Zweige sich von denen der Lepidodendraceen eventuell äusserlich nicht leicht unterscheiden. Uebrigens sind lang-lineale Blätter, noch Sigillariaceen-Stammstücken ansitzend, einige Male thatsächlich gefunden worden.

6. Cordaïtaceen.

Die organische Zusammengehörigkeit der mit breitgezogenen Blattnarben bedeckten Cordaïten-Stämme mit den bekannten Laubblättern, ferner von Sprossen mit den ihnen seitlich ansitzenden Blüthenständen in Kätzchenform *(Cordaianthus)* hat GRAND' EURY aufgefunden und schon zu Reconstructionen verwerthet; diese wurden bei der Darstellung des Cordaïten-Bestandes zu Grunde gelegt.

Ein Ast eines grossen Baumes wurde verbrochen, um Gelegenheit zu haben, die eigenthümliche Querfächerung der grossen Markhöhlung der Cordaïten zu veranschaulichen, die zu den als *Artisia* bekannten Steinkernen Veranlassung gegeben hat.

Die Hauptblatt-Typen, welche die Cordaïtaceen bieten, sind:

1. mehr oder minder bandförmige, schmale bis breite, parallel-aderige Blätter, die also dem Monocotylen-Typus angehören, und
2. fächerig-zertheilte Blätter, wie sie schon von GERMAR bekannt gemacht worden sind, die ich, aber noch weit charakteristischer die Hinneigung zu den Gingkoaceen-Blättern markirend, in der Bohrung bei Czerwionka in Oberschlesien gefunden habe, Fig. 5. Solche palmaten Blätter rücken daher die Cordaïten hinsichtlich ihrer Belaubung den Gymnospermen näher.

Beide Baumtypen sind auf der Tafel zur Darstellung gelangt.

Herr KOSMANN (Berlin) sprach über die Thoneisensteinlager in der Bentheim-Ochtruper Thonmulde.

Ueber die Ausdehnung der grossen Gebirgsmulde von 15 km Länge und 12 km Breite an der Grenzscheide der Provinzen Westfalen und Hannover, welche eine Fläche von gegen 20000 ha bedeckt, und über die Beschaffenheit der darin auftretenden Thoneisenstein-Flötzablagerung habe ich Mehreres in den NNr. 8 und 13 der Zeitschrift „Stahl und Eisen“ d. J. veröffentlicht.

Ich möchte hier nur zwei Punkte noch einmal hervorheben:

1. Die von Norden und Süden her mit gegenseitigen Flügeln sich einsenkende Mulde wird im Norden von dem in der Linie Gildehaus-Bentheim heraushebenden Neocom-Sandstein unterlagert und begrenzt. Im Süden ist diese Begrenzung durch die liegenden Schichten keine geschlossene, sondern die letzteren treten nur am Rothenberg bei Ochtrup zu Tage, Neocom-Sandstein, unterlagert von Wealden- und Keuperschichten, sowie am Eper Berg, Wealdenschiefer. Die Mulde ist daher im tektonischen Sinne keine geschlossene.

Durch mehrere Schichtenglieder getrennt, wird der bei Weitem grösste Theil der Mulde durch eine Ablagerung mergeliger und schieferiger Thone ausgefüllt, welchen die in fast regelmässigen Abständen von 1 m sich folgenden, 6—10 cm starken Thoneisensteinflötze eingebettet sind.

Dieses Schichtensystem wurde nach den neueren Bestimmungen von F. Klockmann als den *Crioceras*-Schichten angehörig bezeichnet, und sind auch in der That bei den jüngsten Schürfarbeiten, welche im Mai d. J. unter meiner Leitung ausgeführt wurden, einige gut erhaltene Bruchstücke eines *Crioceras* gefunden worden.

2. Infolge der Ueberfluthung und Abschwemmung in der Diluvialperiode, welche hier eine breite Thalrinne herausbildete, treten die Thonschichten nur an wenigen Stellen zu Tage, sondern sind meist zu Tage mit Spathsand und Lehm in der Mächtigkeit von 0,5—2 m bedeckt. Die Durchlässigkeit dieser Schichten, deren Sandstrahlen bis in die Thonmergel hinabreichen, hat es bewirkt, dass die Thoneisensteinlagen verwittert, in septarienartige Nieren zerspalten sind, welche, in Brauneisenstein verwandelt, in ihrer Mitte den unverwitterten Kern zeigen. Erst bei etwa 5 m unter Tage hört der Einfluss der Verwitterung auf und geht das Brauneisen in den frischen Sphärosiderit von schwarzgrauer Farbe, krystallinischer Beschaffenheit und splittrig-muscheligen Bruch über.[1])

---

[1]) Trotz dieser ausdrücklichen Bemerkung über die Natur des Thoneisensteins, welche ihn an die Seite des Eisenspaths stellt (vergl. auch No. 13, Stahl u. Eisen) glaubte der Vorsitzende, Herr v. Koenen, mich der Unkenntniss zeihen zu dürfen, indem er behauptete, Sphärosiderit müsse krystalline Beschaffenheit zeigen. Dies gerade hatte ich selbst hervorgehoben. Ferner bestritt Herr von Koenen, dass die von mir am Schluss des Vortrages vorgelegten brotförmigen Sphärosideritmassen als „Versteinerungen" zu bezeichnen seien, behauptete vielmehr, dieselben seien „Geoden". Die befolgte Taktik, mir das Wort der Kürze der Zeit wegen abzuschneiden, machte mir eine Erwiderung auf diese Aeusserung leider unmöglich. Anm. d. Vortr.

Die weiteren Forschungen haben indessen gezeigt, dass diese Thoneisenstein-Ablagerungen nicht auf die Bentheim-Ochtruper Mulde beschränkt sind; gleichzeitig haben aber diese Untersuchungen, zumal diejenigen im Norden von Bentheim, die Fragen nach der paläontologischen Stellung der Eisenstein führenden Thonschichten sowie nach der Tektonik des Gebirges wieder in Anregung gebracht.

Wie bekannt, hat A. Hilbeck im Jahre 1867 in der Umgebung von Ahaus das Vorkommen von 3—4 mächtigeren Thoneisensteinflötzen beschrieben; es ist dies eine andere Ausgestaltung desselben Auftretens der Formation. Sowohl nordwestlich aber von Ahaus, als auch in südlicher Richtung bei Stadtlohn und darüber hinaus bis in die Nähe von Coesfeld hat sich auf den an verschiedenen Orten bestehenden Ziegeleien nach Hinwegräumen der 1,5—2 m starken Lehmdecke das Eisenstein führende Thongebirge vorgefunden, und es ist höchst charakteristisch, auf den von Lehm befreiten Flächen die verwitterten Thoneisensteinnieren in regelmässig parallel angeordneten Reihen anstehend verbreitet zu sehen. Hier sind der zukünftigen Gewinnung von Eisensteinen ganz enorme Gebiete gesichert.

Für das nördlich an die Erhebung des Sandsteins von Bentheim anschliessende Gebiet, in welchem 4 km nördlich von Bentheim die Sandsteinkuppe des Isterbergs sich erhebt, hat nun Ferd. Römer und nach ihm F. Klockmann die Lagerung so dargestellt, dass anschliessend an die südlich gestreckte Mulde Bentheim-Ochtrup sich nördlich eine Sattelerhebung anschliesst, deren Süd- und Nordflügel mit entgegengesetztem Einfallen in dem Sandsteinrücken von Bentheim bezw. des Isterbergs gegeben ist. Infolge der Zerklüftung und Abrasion ist zwischen den genannten Sandsteinerhebungen ein tiefer Graben entstanden, in welchem die den Neocomsandstein überlagernden Wealdenschichten blosgelegt wurden, so dass heute nur noch ein Luftsattel vorhanden ist.

Diese Darstellung dürfte nach meinen letzten Untersuchungen schwerlich aufrecht zu erhalten sein.

Im Rücken der scharf und jäh verlaufenden Bruchlinie des Bentheimer Sandsteins sind dicht an der hinter den Sandsteinbrüchen verlaufenden Chaussee Bentheim-Schüttorf am Ausgange von Bentheim auf einer daselbst belegenen Ziegelei wiederum unter der Lehmdecke die regelmässig aufsetzenden Thoneisensteinflötzchen gefunden worden, aber doch härterem und splittrigerem Schieferthon eingebettet. Da aber die ganz in der Nähe betriebenen Sandsteinbrüche ziemlich tief unter der Chaussee niedersetzen, so hat es kaum den Anschein, als könnten diese Schieferthone den Sandstein unterteufen, was sie doch müssten, wenn sie

älter als der Sandstein sein sollten. Deshalb muss schon an dieser Stelle der Zweifel erhoben werden, dass diese Schieferthone mit ihren Eisensteinflötzchen den Wealdenschichten angehören.

Vollends unwahrscheinlich wird die Sache am Isterberge. Am südlichen Fusse der Isterberges liegt östlich der Chaussee eine Ziegelei, auf welcher gleichfalls unter der Lehmdecke die Eisensteinflötzchen blosgelegt sind, und ist auch die Lagerung im Profil in einem querschlägig getriebenen Einschnitt sehr gut entblösst. Nach den anderen Aufschlüssen zu urtheilen, ist hier also dem Isterberge ein Stück jüngerer Formation angelagert; überdies aber fallen die Schichten des dahinter ansteigenden Isterberges nicht nach Norden, sondern nach Südwesten.

Der Isterberg ist allem Anschein nach daher weit entfernt, einen Gegenflügel des erwähnten Luftsattels zu bilden, sondern er muss als ein durch eine Verwerfung in's Liegende verrücktes Gebirgsstück erachtet werden, welches ehemals dem Bentheimer Sandsteinrücken angehörte; und die zwischen Bentheim und dem Isterberge zu Tage tretenden Schichten (abgesehen von den diluvialen) sind solche jüngeren Kreideschichten, welche in Anlagerung an jene die Verrutschung in's Liegende mitgemacht haben.

Dass eine solche Verwerfung, die in südost-nordwestlicher Richtung zu denken wäre, nicht von der Hand zu weisen ist, ergiebt sich daraus, dass ähnliche Verwerfungsspalten westlich bei Bentheim im Tagesgebirge nachzuweisen als auch durch den im Hakenbusch bei Bentheim auf Asphaltkohle betriebenen Bergbau mehrfach nachgewiesen sind.

Jedenfalls verdienen diese Lagerungsverhältnisse behufs ihrer Richtigstellung eine eingehende wiederholte Untersuchung.

In einer dem Lager am Isterberge entnommenen Eisensteinniere fand ich ein wohlerhaltenes, in Zinkblende[1]) verwandeltes Exemplar eines Amaltheen-Ammonits; Herr Dr. Joh. Böhm hatte die Güte, denselben als *Oxynoticeras heteropleurum* Neum. zu bestimmen. Dieses Fossil ist aber bestimmend für die Neocomschichten. Wenn man daher nicht annehmen will, dass die Eisenstein führenden Thonmergel nicht in verschiedenen Horizonten auftreten, so würden diese Schichten nicht, wie nach Klockmann's Eintheilung der Fall sein würde, dem Unteren Gault zuzurechnen sein, sondern sie würden, wie früher v. Strombeck und v. Oeynhausen angegeben haben, Aequivalente des Speeton-clay sein.

---

[1]) Ausser Schwefelkies haben sich auch Bleiglanzkrystalle in dem Thoneisenstein gefunden. D. Vortr.

Ausserdem haben sich in den Thonmergeln zahlreiche Bruchstücke von *Belemnites subquadratus* gefunden.

Eine eigenthümliche Erscheinung boten beim Auswerfen der Schurfgräben 45—50 cm lange, cylindrische Stücke, welche sich nur in den obersten Schichten der Thone und zwar aufrecht stehend oder schwach zur Seite geneigt vorfanden. Bei 12—15 cm Durchmesser bestanden diese cylindrischen Säulen aus 7 bis 8 Gliedern von 6—8 cm Höhe, welche durch Gypslagen miteinander verkittet waren. In der Dicke verjüngten sie sich von unten nach oben und endigten am oberen wie unteren Ende in einer Calotte. Einzelne Stücke bestanden zwischen den äusseren Halbkugeln auch aus nur 2 Gliedern. Die Masse bestand aus Brauneisen, wie es aus der Umwandlung des Sphärosiderits hervorgegangen. Es sind mehrere derartige Stücke gefunden worden[1], welche mit der Nierenbildung des Thoneisensteins nichts zu thun haben.

Herr v. KOENEN bemerkte dazu, dass derartige Geoden in allen möglichen Formationen vorkommen. Er will an Stelle des vom Vortragenden gebrauchten Ausdruckes „Sphaerosiderite", der krystallinisches Eisencarbonat bedeutet, den Ausdruck „Geoden" gebraucht wissen. Die Deutung derselben als „Versteinerungen" sei irrig.

Herr RAUFF (Bonn) gab sodann Mittheilungen über Eozoon.

Herr KEILHACK (Berlin) sprach über die Luminescenz der Mineralien.

Die praktische Verwendbarkeit der Röntgenstrahlen beruht bekanntlich darauf, dass unter ihrer Einwirkung gewisse Salze zum Leuchten gebracht werden. Unter allen bekannten Verbindungen besitzt das Barium-Platin-Cyanid diese Eigenschaft im höchsten Grade. Schon länger ist es bekannt, dass auch eine Anzahl von natürlich vorkommenden Mineralien diese Eigenschaft besitzt, und HUCHINSEN hat in „Nature" bereits eine Anzahl dieser Mineralien (Diamant, Flussspath, Apatit, Autunit, Scheelit, Cerussit, Matlockit, Anglesit, Lanarkit und Phosgenit) namhaft gemacht und erwähnt, dass von diesen der Scheelit am hellsten leuchtet und in gepulvertem Zustande heller als Barium-Platin-Cyanid. Der Vortragende hat aus besonderer Veranlassung alle häufiger vorkommenden und eine grosse Reihe von seltenen Mineralien einer Prüfung auf ihre Fähigkeit, unter dem Einflusse der Xstrahlen aufzuleuchten, unterworfen. (Im Ganzen etwa 120 ver-

[1]) Es waren dies diejenigen Stücke, die Herr v. KOENEN als Geoden (!) bezeichnen zu sollen meinte. D. Vortr.

schiedene Mineralien.) Ausgeschlossen blieben alle vollkommen undurchsichtigen Verbindungen der Metalle, da bei diesen eine Leuchtfähigkeit von vornherein nicht anzunehmen war. Unter den untersuchten Mineralien wurden 36 als leuchtend befunden, die in der unten folgenden Tabelle angeführt sind. Ausserordentliche Verschiedenheit zeigte die Intensität des von den leuchtenden Mineralien ausgehenden Lichtes, und, um diese Unterschiede in Zahlen auszudrücken, wurde folgendes Verfahren eingeschlagen: Bekanntlich wird die Kraft der Röntgenstrahlen beim Durchgang durch Metalle entweder ganz aufgehoben oder wenigstens stark geschwächt; es wurden deshalb kleine Lichtmesser aus Stanniol in der Weise hergestellt, dass auf einem Pappstreifen 16 Stanniolblätter übereinander aufgelegt wurden, von denen jeder folgende 2 cm kürzer war als der vorhergehende, so dass an dem einen Ende 16 Blätter übereinander lagen, während am anderen Ende des Streifens sich nur eine Lage befand. Die Linien, an welchen die einzelnen Stanniolstreifen endigen, wurden durch auf die Pappe aufgeklebte Holzstückchen dem Gefühl kenntlich gemacht; dazu traten dann noch 3 kleinere Pappstücke, die mit 16 gleich grossen Stanniolblättern belegt waren. Die Hittorf'sche Röhre war in einer Kiste untergebracht, vor deren einer Wand eine mit einem viereckigen Ausschnitt versehene Bleiplatte so angebracht war, dass die Oeffnung sich unmittelbar vor der Erzeugungsstelle der Kathodenstrahlen befand. Ausserdem wurden die Zuleitungsdrähte des Stromes mit schwarzen Tüchern verhängt, um das störende Influenzlicht unsichtbar zu machen, und schliesslich der ganze Beobachtungsraum völlig verdunkelt. Die Mineralien wurden dann einzeln vor die Oeffnung der Bleiplatte gebracht, und sodann wurde durch Zwischenschiebung der Stanniolblätter ermittelt, bei welcher Zahl von zwischengeschobenen Blättern das Leuchten vollständig aufhörte, so dass sich also eine 64theilige Scala ergab, innerhalb deren die Leuchtkraft fast aller Mineralien erlosch. In der folgenden Tabelle sind die einzelnen Mineralien nach ihren Fundorten, ihrer chemischen Zusammensetzung, ihrem Krystallsystem und dem Grade ihrer Leuchtkraft verzeichnet. Aus dieser Tabelle ergiebt sich nun sowohl nach der positiven, wie nach der negativen Seite hin eine Reihe von interessanten Erscheinungen. Zunächst ist zu bemerken, dass die Leuchtkraft eines und desselben Minerals sehr verschieden ist, je nach dem Fundorte und der an den einzelnen Fundorten auftretenden Farbe. Bei dem Flussspath beispielsweise ergab es sich, dass die Leuchtkraft bei No. 4 der Scala beginnt (Zinnwald) und bei 64 (Rabenstein bei Sarntheim) noch nicht erloschen ist. Dieser letztere wasserhelle Flussspath ist überhaupt das am hellsten leuchtende natürliche

Name.	Fundort.	Chem. Zusammensetzung.	Krystallsystem.	Leuchtstärke.
Diamant	Kap	C	Reg.	braun 12, wasserhell 18
Zirkon	Frederiksvärn	$ZrSiO_4$	Tetrag.	8
	hellbraun, Kimberley			39
	Ceylon			14
Sylvin	Thüringen	KCl	Reg.	25
Steinsalz	Stassfurt	NaCl	„	29
Kerargyrit		AgCl	„	27[1]
Fluorit	Kandau	$CaFl_2$	Reg.	26
	Zinnwald			4
	grünfluoresc., England			26
	blassgrün, Gabel, Thür.			38
	wasserhell, Rabenstein bei Sarntheim			64
	farblos, etwas trüb, Sachsen			26
	dunkelgelb, Sachsen			27
	rosa, Göschenen			50
	violett, Badenweiler			34
	blassgrünl.-violett, Allonheads			37
Matlockit		$PbCl_2 + PbO$	Tetrag.	26
Phosgenit		$PbCl_2 + PbCO_3$	„	19
Kalkspath	Andreasberg	$CaCO_3$	Hex. rhomboedr.	32
Aragonit		$CaCO_3$	Rhomb.	5
Witherit	Nordhumberland	$BaCO_3$	„	2
Strontianit	Drensteinfurt	$SrCO_3$	„	3
Cerussit	Ibbenbüren	$PbCO_3$	„	32
Leadhillit		$2(PbCO_3) . PbSO_4 . PbO_2H_2$	Monokl.	14
Glauberit		$Na_2SO_4 + CaSO_4$	„	17
Anhydrit		$CaSO_4$	Rhomb.	5[2]
Anglesit		$PbSO_4$	„	25
Lanarkit		$2PbO . SO_3$	Monokl.	25
Scheelit		$CaWO_4$	Tetr. pyr. hem.	60
Wulfenit		$PbMoO_4$	„	5
Stolzit		$PbWO_4$	„	
Apatit	grünl., Ehrenfriedersdorf	$ClCa_5(PO_4)_3$	Hex. pyr. hem	34
	violett, „ „			43
	gelb, Tirol			18
	wasserhell, Sulzbachthal			30
	gelb, Chumillo			14
	Norwegen			21
	Kanada			20
Pyromorphit		$ClPb_5(PO_4)_3$	„	9[3]

[1]) Embolit leuchtet nicht.
[2]) Gyps leuchtet nicht.
[3]) Mimetesit $ClPb_5(AsO_4)_3$ leuchtet nicht.

Name.	Fundort.	Chem. Zusammensetzung.	Krystallsystem.	Leuchtstärke.
Amblygonit		$Al_2O_3P_2O_5 + 2(LiNa)Fl$	Triklin.	12
Autunit		$CaO\,2(UO_2)O \cdot P_2O_5 + 8H_2O$	Rhomb.	18
Topas	Sachsen	$5\,Al_2SiO_5 + Al_2SiF_{10}$	"	10
	Brasilien			0
Turmalin	dunkelgrün, Brasilien		Rhomboedr. hem.	0
	roth, Wolkenburg			0
	grün, Faido			1
	braun, Prevali			1
	Elba			7
Prehnit	Radauthal	$H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$	Rhomb.	20
Kieselzink	Altenberg	$H_2Zn_2SiO_4$	Rhomboedr. hem.	16
Wollastonit	Banat	$CaSiO_3$	Monokl.	50
Diopsid	Zillerthal	$CaMgSi_2O_6$	"	1
Tremolit	Campolongo	$CaMg_3Si_4O_{12}$	"	5
Orthoklas		$K_2Al_2Si_6O_{12}$	"	5
Adular		"	"	26
Sanidin		$(KNa)_2Al_2Si_6O_{16}$	"	6
Anorthit	Vesuv	$CaAl_2Si_2O_3$	Triklin	2
Labrador		5 Alb. + 6 Anorth.	"	4

Mineral, übertrifft den Scheelit und steht dem Barium-Platin-Cyanid wohl am allernächsten, übertrifft dasselbe vielleicht sogar im gepulverten Zustande. Aehnliche Erscheinungen konnten am Turmalin, Topas, Apatit und Zirkon beobachtet werden. Nach der negativen Seite hin ist es zunächst bemerkenswerth, dass kein Mineral der Granat-, Glimmer-, Amphibolit-, Pyroxen- und Zeolith-Gruppe auch nur die geringste Leuchterscheinung zeigt, dass mit Ausnahme des Diopsid und Tremolit kein Magnesia-haltiges Mineral leuchtet und dass mit Ausnahme des Autunit auch kein Wasser-haltiges diese Eigenschaft besitzt. Besonders bemerkenswerth ist in dieser Beziehung der Unterschied zwischen Anhydrit (Leuchtkraft 17) und Gyps (Leuchtkraft 0). Ferner ist es auffällig, dass unter den gesammten leuchtenden Mineralien kein einziges sich befindet, in welchem nennenswerthe Mengen von Eisen enthalten sind, und ferner, dass mit Ausnahme der Bleisalze und des Hornsilbers keine einzige Verbindung von schweren Metallen Luminescenz zeigt. Das Krystallsystem ist ohne Einfluss auf die Leuchtfähigkeit, denn die leuchtenden Minerale vertheilen sich auf alle 6 Krystallsysteme. Sehr eigenthümlich dagegen sind die Beziehungen zur chemischen Zusammensetzung; der vierte Theil der leuchtenden Mineralien wird von Bleisalzen gebildet: Mat-

lockit, Phosgenit, Cerussit, Leadhillit, Anglesit, Lanarkit, Wulfenit, Stolzit, Pyromorphit. Nicht weniger als 14 enthalten Calcium als wesentlichen Gemengtheil (Fluorit, Kalkspath, Aragonit, Glauberit, Anhydrit, Scheelit, Apatit, Autunit, Prehnit, Wollastonit, Diopsid, Tremolit, Anorthit, Labrador), während der Rest, der noch aus 14 Mineralien besteht, sehr verschiedenartige Zusammensetzung besitzt. Betrachtet man nicht die Basis, sondern die Säure, so ergeben sich 13 Silicate, 6 Carbonate, 5 Sulfate, 4 Phosphate, 5 Haloide, 3 Verbindungen von Wolfram- und Molybdänsäure und ein Element (Diamant).

Die Farbe des ausgestrahlten Lichtes lässt sich nur bei den heller leuchtenden Mineralien sicher erkennen, und zwar strahlt der Apatit in gelbem, der Fluorit in grünem, der Diamant und Scheelit in blauem Lichte. Alle übrigen scheinen mehr oder weniger indifferentes gelbes Licht zu besitzen. Beim Steinsalz wurde beobachtet, dass im Gegensatz zu allen anderen Mineralien die Leuchtkraft mit dem Erlöschen der Strahlenquelle nicht endigte, sondern noch längere Zeit fortwährte. Die Prüfung auf die Intensität der Leuchtkraft verlangte deswegen besonderer Vorsichtsmassregeln in der Weise, dass das Steinsalzstück zuerst hinter eine Reihe von Stanniolblättern gelegt und dann erst der electrische Strom in die Hittorf'sche Röhre hineingeführt wurde. Durch allmähliche Verminderung der Stanniollagen konnte dann der Moment des ersten Aufleuchtens festgestellt werden. Prüfungen der Mineralien unter dem Mikroskop im Dünnschliff konnten nicht ausgeführt werden, weil zu diesem Zwecke sehr kostspielige Vorkehrungen erforderlich gewesen wären. Da nämlich alle Gläser eine starke Luminescenz zeigen, bedurfte es eines Mikroskopes mit lauter Quarzlinsen und einer Einlegung der Dünnschliffe nicht zwischen Glasplatten, sondern zwischen Glimmer- oder Gypsplatten.

Die Prüfung von ganzen Krystalldrusen, auf welchen leuchtende und nicht leuchtende Mineralien oder verschieden stark leuchtende Mineralien zusammen vorkommen, zeigte, dass man mit einem Blick die Zahl und Lage von kleinen Kryställchen leuchtender Mineralien übersehen konnte. Derber Apatit und im Ober-Wiesenthaler Basalt eingewachsene Apatitnadeln zeigten kein Leuchten. Feldspathhaltige Gesteine dagegen lassen die Verbreitung des Feldspaths auf der Oberfläche des Gesteins in Folge des zwar matten, aber deutlichen Leuchtens desselben sehr schön erkennen.

Es ist klar, dass die erlangten Zahlen für die Leuchtkraft abhängig sind erstens von der Beschaffenheit der benutzten Hittorf'schen Röhre, sodann von der Stärke und Spannung des

electrischen Stromes und drittens von der Stärke der angewendeten Stanniolblätter, so dass die absoluten Zahlenwerthe bei Wiederholung der Versuche sicher eine Aenderung erfahren werden, während die relativen Werthe wohl annähernd dieselben bleiben werden.

Es sei zum Schluss noch darauf aufmerksam gemacht, dass die andauernde Beschäftigung mit solchen Untersuchungen mit gewissen physiologischen Unbequemlichkeiten verbunden ist. Einmal nämlich erzeugt diese Thätigkeit einen so hohen Grad von Nervosität, dass man kaum länger als eine Stunde hinter einander objectiv zu beobachten vermag, sodann aber entstehen an den Fingern, die sich natürlich immer in nächster Nähe der Strahlenquelle befinden, unangenehme Hauterkrankungen, die zu ihrer Heilung Wochen bedürfen.

Ich habe die mitgetheilten Untersuchungen mit den vorzüglichen Apparaten und in den Räumen der A.-G. SIEMENS und HALSKE ausführen können und bin der genannten Gesellschaft, besonders aber Herrn Ingenieur RODDE für unermüdliche Hilfsbereitschaft, zu lebhaftem Danke verpflichtet, dem ich hiermit Ausdruck verleihe.

Herr MARYANSKI verzichtete wegen der Kürze der Zeit auf seinen Vortrag „Ueber australische Golderze“, erläuterte aber einer Anzahl Herren das Erzvorkommen an dem ausgestellten Materiale.

Herr E. GEINITZ (Rostock) sprach über die Lagerungsverhältnisse von Lauenburg.

Redner knüpfte an den wichtigen Nachweis von dm_2 im Elbniveau des Lauenburger Profils durch G. MÜLLER an. Weiter unterhalb, bei Anfang von Forst Grünhof ist mehrfach das Profil zu beobachten:

Geschiebemergel (unten z. Th. mit Steinpflaster),
Spathsand und Mergelsand,
Geschiebemergel.

Nach der heutigen Auffassung ist die dortige obere Bank nicht als ∂m, sondern als dm_1 zu betrachten, wodurch viele Schwierigkeiten in der Deutung der Lauenburger Schichten gehoben werden.

Redner kam auf die Controversen bezüglich des Lauenburger Interglacialtorfes zurück. Der nach seiner letzten Kritik vom Januar 1896 durch WEBER (s. Führer, p. 36) erweiterten Definition des Begriffs „interglacial“ zustimmend, gab er seinen Widerspruch gegen die Bezeichnung des Lauenburger Torflagers als „interglacial“ auf.

Die Bezeichnung „Decksand" des Profils von MÜLLER ist nicht identisch mit derjenigen im BERENDT'schen Sinne. Für die Erklärung der Stauchungs- und Dislocations-Erscheinungen vom Kuhgrund, an dem Hafenufer und bei Buchhorst wies Redner auf Druck durch Eispackung der Frühjahrseisgänge des postglacialen Elbstromes hin, dessen schotterbeladene Fluthen hier anprallten und durch den Stepnitzstrom Stauung und Eisstopfung erfuhren.

Schliesslich wies Vortragender noch die postglaciale Senkung der Ostseeküste durch die Tiefenprofile des Warnowthales nach.

Herr JENTZSCH (Königsberg i. Pr.) bestätigte solche Senkungen für Ost- und Westpreussen. Er betonte, dass mindestens zwei Interglacialzeiten für Ost- und Westpreussen und das norddeutsche Flachland zu unterscheiden sind.

Herr W. VOLZ (Breslau) sprach über ein von ihm aufgefundenes Vorkommen von Trias auf Sumatra.

Sumatra zerfällt geologisch, wie morphologisch in 3 Theile: das gebirgige Rückgrat, das sich in der Längsrichtung der Insel, d. h. in SO—NW. Richtung erstreckt, eine schmale, flache, westliche und eine breite, niedrige, östliche Vorzone; letztere bestehen beide aus Tertiär- und Quartärbildungen, während der Kern des Rückgrates aus alten archäischen und paläozoischen Schiefern mit mannigfachen eingeschalteten Eruptivgesteinen besteht. Seit der Tertiärzeit ist dieser Rücken der Schauplatz energischer vulkanischer Thätigkeit gewesen, die allerdings nur schwach bis in die Gegenwart fortdauert. Ausser den genannten Bildungen waren bislang nur noch Glieder der Carbon-Formation bekannt, die dem centralen Gebirge auf- bezw. angelagert sind.

Dem Vortragenden gelang es im März 1898 am Oberlauf des Kwalu-Flusses, etwa 30 km östlich des Toba-Sees (Residentschaft Ostküste), marine triadische Bildungen nachzuweisen. Am Flusse Si Mengalam stehen dicht beim Kampong Pangunjungan gelbe, schiefrige Thone an, welche in grosser Zahl Daonellen enthalten; diese konnten als *Daonella styriaca* MOJS. bezw. *D. cassiana* MOJS. bestimmt werden, so dass die Thone als obertirolisch anzusprechen sind. Ausserdem wurden in Bachgeröllen (grauer Thon) daselbst zahlreiche Halobien gefunden, meist neue Arten, die ein etwas jüngeres Alter der grauen Halobien-Thone wahrscheinlich machen. Die Gerölle entstammen wohl den aus grauen, schiefrigen Thonen bestehenden Einlagerungen mächtiger, die Daonellen-Thone concordant überlagernder Sandsteine. Die Verbreitung dieser Kwalu-Sandsteine auf der Ostküste Sumatras dürfte sehr beträchtlich sein. Sie werden in dem besprochenen Gebiet discordant überlagert von eocäner Pechkohle.

Die Bedeutung dieses Fundes ist vor Allem palaeogeographischer Natur. Die nächsten bekannten Bildungen mariner Trias finden wir in Rotti, der auch die Sumatraner Trias am nächsten steht, sowie in Indien, beide etwa 3000 km entfernt, also etwa so weit, wie Spitzbergen von Berlin.

Herr Rauff (Bonn) legte einige seltene Fossilien vor.

Darauf dankte der Vorsitzende Herr v. Koenen dem Geschäftsführer Herrn Hauchecorne für seine Mühewaltung und schloss die Sitzung.

v. w. o.

v. Kœnen. Steuer. Naumann. Krusch.

Anlage 1.

Bericht über die in Verbindung mit der allgemeinen Versammlung zu Berlin ausgeführten geologischen Excursionen.

1. Excursionen in den Harz. Vor der Versammlung.

Die beiden ersten Tage der Harz-Excursion, an denen Herr M. Koch die Führung übernahm, waren dem Gebirge selbst und zwar dem Nordabfall zwischen Wernigerode und Blankenburg sowie dem südlich angrenzenden Theil des Elbingeroder Plateaus gewidmet. Die Excursionen hatten in der Hauptsache den Zweck, an der Hand der z. Th. vortrefflichen natürlichen und bergbaulichen Aufschlüsse der Gegend die neueren Ergebnisse der geologischen Untersuchung vorzuführen, welche wesentliche Aenderungen der Auffassungen über die Altersstellung der Schichten und den geologischen Bau jenes Theils des Gebirges zur Folge gehabt haben. Durch die zahlreichen Eruptivgesteine, welche das Gebiet theils gangartig durchsetzen (Granit-, Syenitporphyr, Augitporphyrit und Melaphyre des postgranitischen mittelharzer Gangsystems), theils den Schichten lagerartig eingeschaltet sind (Diabase, Labradorporphyrit und Keratophyre der praegranitischen Reihe), war den Theilnehmern ausserdem reichlich Gelegenheit zu petrographischen Studien geboten.

Da die in Betracht kommenden geologischen Verhältnisse schon früher ausführliche Darlegung gefunden haben, kann unter Hinweis auf die unten angegebene Literatur[1]) und die den Theilnehmern

---

[1]) K. A. Lossen, Die geologische Zusammensetzung der nördl.

an der Versammlung überreichte Excursionskarte (Uebersichtskarte der Gegend von Wernigerode, Blankenburg, Elbingerode und Hüttenrode, 1 : 75000) an dieser Stelle von einer eingehenden Erläuterung des durchwanderten Gebiets abgesehen werden. Zum Anhalt für spätere Ausflüge genügt es, das Specialprogramm der Excursion, welches den Theilnehmern eingehändigt wurde, hier wiederzugeben. Es gewährt über den verfolgten Weg und die geologischen Aufschlüsse hinreichende Auskunft.

Die Excursion, zu der 37 Anmeldungen erfolgt waren, begann am 22. September von Wernigerode aus, wo sich die Theilnehmer schon am Abend vorher auf dem Lindenberg zusammengefunden hatten.

Programm des ersten Tages: Wegelänge $12^1/_2$ km., Aufbruch $^1/_2$8 Uhr.

1. Vom Lindenberge über die Harburg nach dem Scharfenstein. (Silurische Schiefer, Wetz- und Kieselschiefer mit zahlreichen Einlagerungen dunkler, dichter oder feinkörniger, grauer Plattenkalke. Gute Aufschlüsse: Lindenberghôtel und Harburg). Vom Scharfenstein (Hornblendesyenitporphyr-Klippe) durch das Kalte Thal (Wissenbacher Schiefer mit zahlreichen Einschaltungen von Diabas und Labradorporphyrit; am Treffpunkt mit dem Bolmkethal Bruch in Augitporphyrit) und den Eisergrund (granatreicher Bronzitporphyrit, Granitporphyr, Diabase und ihre Contactgesteine, Wissenbacher Schiefer mit Fauna, Hauptquarzit) nach dem Hartenberg (Besichtigung der dortigen grossen Eisensteinspinge; Stringocephalen-Kalk, sog. Hartenberger Marmor, Cypridinen-Schiefer mit anschliessender Culmadinole und -Grauwacke).

2. Vom Hartenberg auf der Eisenstrasse (Kernschichten des Hartenberg-Büchenberger Devonsattels: Schalsteine, Keratophyr-Mandelsteine, chloritreiche Tuffe mit Stringocephalenkalk-Fauna; Bruch in Granitporphyr mit kugeliger Absonderung und basischer Randfacies; Adinole mit zahlreichen Conodonten) nach der Gräfenhagensbergpinge (Besichtigung des p. 163 im Jahrb. kgl. preuss. geolog L.-A. für 1895 abgebildeten Profils; Posidonienschiefer mit Fauna, Culmadinole mit Fauna, Clymenien-

---

Abdachung des Harzes zwischen Wernigerode u. Michaelstein. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A., für 1880, p. 1.

M. Koch, Cypridinenschiefer im Devongebiet von Elbingerode u. Hüttenrode. Ebenda für 1894, p. 199. — Gliederung u. Bau der Culm- und Devonablagerungen des Hartenberg-Büchenberger Sattels nördlich von Elbingerode im Harz. Ebenda für 1895, p. 131. — Neuere Ergebnisse der geologischen Forschung im Unterharz. Diese Zeitschr., 1897, p. 6. — Umdeutung der geologischen Verhältnisse im Unterharz. Ebenda, 1898, p. 21

kalk mit Fauna) und dem Tagebau der Grube Weisskopf am Büchenberg (Prof. p. 144 a. a. O. Crinoidenkalke, oberer Stringocephalenkalk mit Goniatiten-Fauna, oberdevon. Schalstein).

Vom Büchenberg (Besichtigung der Sammlung des Herrn Bergmeister SCHLEIFENBAUM) über die Tagebaue des Tännichener Eisensteinlagers (Schalsteine, Stringocephalen-Kalk, Roth- und Brauneisensteine desselben, Culmgrauwacken) nach Elbingerode. (Gemeinsames Abendessen im Hôtel Waldheim.)

Programm des zweiten Tages: Wegelänge 15 km. Aufbruch $^1/_2 8$ Uhr.

1. Von Elbingerode (gegenüber dem Elbingeroder Bahnhof: Bruch in Granitporphyr mit basischer Randfacies und zahlreichen Chiastolith-führenden Graphitschiefer-Einschlüssen, Contactmarmor) durch das Elbingeroder Mühlenthal (Stringocephalen-Kalk mit Korallenfauna; Schwefelkiesvorkommen des Gr. Grabens, erläutert durch Herrn SCHLEIFENBAUM; Kernschichten des Elbingeroder Hauptsattels: Keratophyre und Labradorporphyrite; Iberger Kalk) nach Rübeland. (Besuch der Hermannshöhle. Gemeinsames Frühstück im Hôtel zur Grünen Tanne.)

2. Von Rübeland über den Krockstein (Bruch in Culmgrauwacke; glimmerreicher Melaphyr), Garkenholz (Transgression von Posidonien-Schiefer über Iberger Kalk; an der Bahn unterhalb des Kalkwerkes Iberger Kalk mit reicher Korallenfauna) und Hüttenrode nach dem Braunen Sumpf (Besichtigung des Profils unterhalb der unteren Lodenbleker Pinge[1]): Posidonien-Schiefer, Culmadinole, Cypridinen-Schiefer, Stringocephalen-Kalk, porphyrischer Diabasmandelstein).

Vom Braunen Sumpf auf der Bielstein-Chaussee (Wissenbacher Schiefer mit Fauna; Steinbrüche in quarzfreien Keratophyr und Augitkeratophyr) nach dem Ziegenkopf. (Gemeinsames Abendessen.)

24. September. 1. Vormittags-Ausflug in die Gegend von Halberstadt.

Der Zweck dieses Ausfluges war, die in der Literatur oft genannten Aufschlüsse am Kanonenberg und in den Spiegelsbergen zu besuchen. Am Kanonenberg sind in drei Ziegelgruben die Thone des Unteren Lias (Obere Psilonoten- und Angulaten-Schichten) aufgeschlossen, auf die sich gelbe Sande, an der Basis sehr grosse, fossilienreiche Concretionen führend, legen. Aus den sehr harten Concretionen sind Schalenexemplare meist nur dann heraus-

[1]) Siehe Profil Taf. VIII im Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A. f. 1894.

zulösen, wenn sie längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt gewesen sind. Gelegentlich eines Chausseebaues wurde jedoch einmal ein Nest von losen Versteinerungen gefunden, die das Material zur DUNKER'schen Monographie hergaben. Die leitenden Versteinerungen, so *Ammonites Hagenowi*, konnten in genügender Menge gesammelt werden. Höhere Schichten des Lias sind z. Z. nicht aufgeschlossen. Auf dem Wege zu den Spiegelsbergen ist von der Oberkreide, die auf dem Nordflügel der Halberstadt-Quedlinburger Kreidemulde sich direct auf den Lias auflegt, nur der Scaphitenpläner in zwei Steinbrüchen links vom Wege sichtbar. Die *Cuvieri*-Pläner, die früher südlich vom Goldbach gebrochen wurden, sind als eine kleine Welle im Terrain angedeutet, werden jedoch augenblicklich dortselbst nicht ausgenutzt. Die hierüber folgenden, blaugrauen thonigen Mergel des Emscher[1]) werden nur gelegentlich durch den Dampfpflug heraufgeholt. Sie werden nach oben sandig und glaukonitisch und gehen allmählich in einen weichen, stellenweis sehr grobkörnig werdenden Sandstein über, der seinerseits als Hangendes ein glaukonitisches Conglomerat mit Phosphoritgeröllen hat. Die glaukonitischen Sande im Liegenden des weissen Sandsteins werden als Formsande gegraben und seit mehreren Jahren sehr intensiv ausgebeutet. Es ist dies ein fossilienreicher Horizont. Die vielfach mit Schale erhaltenen Versteinerungen stecken entweder lose im Sande oder haben zur Bildung von Concretionen Anlass gegeben. Die für diesen Horizont charakteristischen Inoceramen, so *Inoceramus Koeneni* G. MÜLL., *I. Kleini* G. MÜLL., *I. percostatus* G. MÜLL., wurden in grosser Anzahl gefunden. In einer festen Bank von Kalksandstein am Eingang der Formsandgrube fanden sich Bruchstücke eines Ammoniten, der *Ammonites placenta* MORT. nahesteht. Die hangenden Sandsteine sind fossilarm, sie ergaben beim Besuch nur vereinzelte Exemplare von *Vola quadricostata*. Der echte *I. involutus* Sow. kommt in der Halberstädter Mulde, wie durch die eifrigen Bemühungen der Herren Professor ZECH und Apotheker J. MAAK in Halberstadt erwiesen ist, trotzdem in diesem Horizont vor, da er an anderen Punkten, so in den Steinbrüchen vom Gläsernen Mönch und in den Thekenbergen, jetzt häufiger gefunden wird. Im Museum des Halberstädter Naturwissenschaftlichen Vereins lag

---

[1]) G. MÜLLER, Beitrag zur Kenntniss der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Jahrb. kgl. preuss. geol. L.-A., 1887, p. 372 ff.

W. DAMES, Ueber die Grenze zwischen Emschermergel und typischem Untersenon am Nordrande des Harzes. N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 176.

G. MÜLLER, Das Alter der glaukonitischen Sandsteine und Conglomerate von Zilly. N. Jahrb. f. Min., 1890, II, p. 193.

aber auch von den Spiegelsbergen ein grosses Exemplar einer linken Klappe von *I. involutus* Sow.

2. Nachmittags-Ausflug nach Quedlinburg.

Gegen Mittag fuhren die Theilnehmer mit der Bahn nach Quedlinburg, um den interessanten Aufbruchssattel zwischen Quedlinburg und Westerhausen und die über dem Emscher folgenden untersenonen Mergel und Sandsteine mit ihren organischen Resten kennen zu lernen. Den Kern des dem Harzrande parallel verlaufenden Aufbruchssattels bildet Gypskeuper, an den sich Rhät, Unterer und Mittlerer Lias, Sandsteine der Unterkreide, die Plänerkalke und der Emscher nach beiden Seiten anlegen. Der Weg führte quer zum Streichen durch die Liasthone, durch die unteren Kreidesandsteine, auf denen die Burg und der Dom von Quedlinburg liegen, zum Salzberg. Vor diesem verläuft noch ein Quaderzug, der zum Emscher zu rechnen ist und neuerdings einige, allerdings schlecht erhaltene. Fossilien geliefert hat, so das Bruchstück eines Inoceramen, der als *I.* cf. *Winckholdi* G. Müll. bestimmt wurde. Im Salzberggestein, das dann folgte, charakterisirt durch *Amm. syrtalis* Mort. und *In. cardissoides* Goldf. etc., wurde eifrig gesammelt und trotz der Kürze der Zeit in Folge des immensen Fossilienreichthums, gute Ausbeute erzielt. Der Weg führte dann dem Rücken des Langenbergs entlang, wo an einer Stelle Blöcke mit Weichselien losgebrochen waren. Nunmehr ging es wieder quer zum Streichen zu dem über dem Salzbergmergel folgenden untersenonen Sandsteine, in dem westlich Westerhausen kleine Schürfe angelegt waren. Die organischen Reste beschränken sich hier fast ausschliesslich auf Pflanzen, von denen die Crednerien die bekanntesten sind. Bei Westerhausen finden sich jedoch neben Coniferen-Resten *(Geinitzia)* auch Blätter von Laubhölzern, wie *Populus, Salix, Acer* etc. Schöne Coniferen-Reste waren dann auf dem Heimweg, der dem Rücken der Altenburg folgte, durch einen Schurf in einer der mehrfach in wechselnder Mächtigkeit dem Altenburgquader eingelagerten Lettenlage, den Theilnehmern des Ausflugs zugänglich gemacht.

Ein Theil der Theilnehmer der Excursion war direct von Westerhausen nach Quedlinburg zurückgefahren, um noch an demselben Abend nach Berlin oder heimzukehren. Von den zurückgebliebenen Herren benutzten etliche am Sonntag den 25. September die günstige Gelegenheit, am anderen Morgen Thale und die Rosstrappe zu besuchen, während der Rest die höchst instructiven Lagerungs-Verhältnisse der mesozoischen Gebirgsglieder zwischen Neinstedt und Thale besichtigte. Auf dem Wege dorthin wurde in einer Ziegellehmgrube bei Weddersleben unter Löss

eine Bildung beobachtet, die von süddeutschen Forschern, so von Lepsius, als Moräne gedeutet wurde, während andere wie Credner-Leipzig dazu neigten, dieselbe für mit Abhangsschutt der nahen Teufelsmauer gemischten Schotterlehm der Bode zu erklären. Im Liegenden dieser noch zweifelhaften Bildung fanden sich Wirbelthierreste, so von *Equus, Cervus tarandus* etc. Die Lagerstätte dieser Reste ist anscheinend Bodeschotter.

2. Während der Versammlung.

Am dritten Sitzungstage fand Nachmittags unter Führung der Herren Jaekel und Wahnschaffe eine Excursion nach Rüdersdorf statt. Die beiden Führer hatten sich derartig in ihre Aufgabe getheilt, dass ersterer das ältere Gebirge, letzterer die Quartärbildungen und die Glacialerscheinungen erläuterte.

Die in stattlicher Zahl erschienenen Mitglieder wurden bei ihrer Ankunft in Rüdersdorf durch die Bergbehörde festlich begrüsst und besichtigten ihrerseits zunächt im Orte den Torellstein. Dann wurden im Liegenden des Muschelkalkzuges die Röthschichten besucht, die in den grossen Brüchen unmittelbar an der Colonie Rüdersdorf gegenwärtig in hohen Steilwänden vortrefflich aufgeschlossen sind. Nachdem man danach den Weg auf der Südseite des Alvenslebenbruches verfolgt hatte, wurde an dessen östlichem Ende das Profil durch den unteren Muschelkalk und zwar den blauen Wellenkalk mit wenigen Versteinerungen aber schönen Coelestindrusen, den fossilreichen, ursprünglich oolithischen Schaumkalk und die an der Nordwand des Bruches aufgeschlossenen *Orbicularis*-Schichten besichtigt. Durch die freundliche Fürsorge des Herrn Bergdirector Grässner waren den Theilnehmern an der Excursion die hier vorkommenden Fossilien in reicher Auswahl zur Verfügung gestellt und, was noch wichtiger war, die Schichten des mittleren und oberen Muschelkalkes auf dem Wege nach dem Krienbruch vortrefflich aufgeschlossen, so dass sich die dolomitisch mergelige Ausbildung des mittleren Muschelkalkes und dann im oberen die Schichten mit *Myophoria vulgaris,* der glaukonitische Kalk mit *Monotis Albertii* und zahlreichen Fischresten und schliesslich die Kalkschichten mit dem *Ceratites nodosus* klar verfolgen liessen, ein Profil, wie es seit langen Jahren nicht so vollständig beobachtet werden konnte.

Während des Besuches des Alvenslebenbruches wurden die auf den Schichtenköpfen des Schaumkalkes vorkommenden Gletscherschrammen besichtigt, die hier im Allgemeinen von Ost nach West gerichtet sind. Sie finden sich nur dort, wo der Obere Geschiebemergel die unter 20 bis 25° nach Nord einfallenden Schaumkalkschichten unmittelbar überlagert. Wo dagegen Sande

und Grande, wie es am gegenwärtigen Abbaustoss der Fall ist, den Oberen Geschiebemergel unterlagern, sind die Schrammen durch die abschleifende Thätigkeit desSand-transportirenden Wassers ausgelöscht worden.

Sehr schön zu beobachten waren die echten, mit Sand und gerundeten Reibsteinen erfüllten und mit geglätteten Innenwänden versehenen Gletschertöpfe, die durch die ausstrudelnde Wirkung der in Spalten des Gletschereises herabstürzenden Schmelzwasser entstanden, sowie die daneben vorkommenden geologischen Orgeln, die im Gegensatz zu den Strudellöchern rauhe, angefressene Wände zeigen und mit einem zähen, braunen Lehm erfüllt sind. Da derselbe kein nordisches Material enthielt, so kann er nur als ein Residuum des durch die kohlensäureführenden Atmosphärilien aufgelösten Kalksteins angesehen werden. Es hat sich feststellen lassen, dass die Orgelbildung erst nach der Gletschertopfbildung stattfand, denn die Orgeln kommen nur dort vor, wo entkalkter Geschiebemergel die Kalkschichten bedeckt. Sie stehen daher in genetischem Zusammenhang mit der postglacialen Entkalkung des Geschiebemergels.

Von besonderem Interesse war die tiefe, von Nord nach Süd gerichtete Schlucht, die den Schaumkalk im Alvenslebenbruche durchsetzt. Sie stellt wahrscheinlich eine in der Praeglacialzeit bereits vorhandene Kluft dar, in die die Schmelzwasser des Inlandeises, namentlich die aus den Gletschertöpfen abfliessenden Wassermengen hineinstürzten. Die Wände dieser mit Sand und grobem Geröll erfüllten Schlucht zeigen eine ausgezeichnete Glättung und Nischenbildung in Folge der Thätigkeit des stark strömenden Wassers. Cf. Jaekel: Neuere Aufschlüsse in Rüdersdorf, p. *39.*

3. Nach der Versammlung.

Excursion in das norddeutsche Flachland vom 29 September bis 5. October 1898.

Diese Excursion hatte die Aufgabe, die in den letzten 15 bis 20 Jahren bei den geologischen Specialaufnahmen gewonnenen Resultate in einem zusammenhängenden Bilde vorzuführen. Zu diesem Zwecke waren solche Punkte ausgewählt worden, an denen die einzelnen Erscheinungen in klaren Profilen oder in übersichtlichen Landschaftsbildern zu beobachten waren,

Das Ziel des ersten Tages war die Stadt Lauenburg, wo, wie Herr Keilhack, der Führer der Excursion, nachgewiesen hat, am Steilabfall der Lauenburger Hochfläche zur Elbe in der Nähe des sog. Kuhgrundes ein interglaciales Torflager und in den Ziegeleien bei dem Dorfe Buchhorst, in der Nähe der Palmmühle, diluviale Sande mit *Cardium edule* aufgeschlossen sind. Unter

diesem marinen Diluvium wurde bei Gelegenheit der Erdarbeiten für den im Bau begriffenen Elb-Travekanal eine Schichtenfolge aufgeschlossen, die in ihrem unteren Theile aus Süsswasserbildungen besteht und nach oben hin ohne glaciale Zwischenlagerung in die marinen Schichten übergeht. Dieser dritte fossilienführende Horizont wurde in diesem Frühjahre von Dr. Gottsche-Hamburg entdeckt und von dem mit der Kartirung des Blattes Lauenburg beauftragten Bezirksgeologen Dr. G. Müller in Berlin näher untersucht und ausgebeutet. Diese drei Schichtencomplexe also waren es, welche eine Besichtigung Lauenburgs als wünschenswerth erscheinen liessen.

Die Schichtenfolge auf Blatt Lauenburg gestaltet sich nach G. Müller in folgender Weise:

Aufschluss	Schicht	Bildung
Kuhgrund	1. Oberer Sand mit seiner geschiebereichen Decke (glaciale Bildung).	
Kuhgrund	2. Interglacialer Torf (Süsswasserbildung).	
Kuhgrund	3. Obere Bank des Unteren Geschiebemergels	Glaciale Bildung.
Kuhgrund	4. Spath bis Mergelsande[1])	Glaciale Bildung.
Kuhgrund / Elb-Trave-Canal	5. Untere Bank des Unteren Geschiebemergels	Glaciale Bildung.
Kuhgrund / Elb-Trave-Canal	6. Spathsande, an der Basis mit Bänken von Bänderthon und Mergelsand	Glaciale Bildung.
Elb-Trave-Canal	7. *Cardium*-Sand	Marine bezw. brackische Bildung.
Elb-Trave-Canal	8. Fetter Thon mit *Mytilus edulis*	Marine bezw. brackische Bildung.
Elb-Trave-Canal	9. Braunkohle, unrein mit Resten von Nagern, Fischen, Käfern etc.	Süsswasserbildung.
Elb-Trave-Canal	10. Bank mit *Anodonta*, stellenweis in eine reine Diatomeenschicht übergehend	Süsswasserbildung.
Elb-Trave-Canal	11. Sand ohne Fossilien	marine Bildung (?).[2])
Elb-Trave-Canal	12. Fetter, schwarzer Thon	marine Bildung (?).[2])

Die unter 9 und 10 aufgeführten Süsswasserbildungen keilen sich nach Nordwesten aus, so dass die *Cardium*-Sande der Basedow'schen Ziegelei bei Buchhorst, in denen man jedoch selten gut erhaltene Fossilien antrifft, direct auf dem Sand No. 11 bezw. den fetten, schwarzen Thonen liegen.

Wir trafen, von Berlin kommend, gegen 1 Uhr mittags in Lauenburg ein und begaben uns zunächst in den Aufschluss der ältesten Schichten im Bette der Schleusenanlagen, wo alle Schichten in ihrer Reihenfolge und interessanten Lagerung in tadelloser Schönheit aufgeschlossen waren. Die älteste hier auftretende Bildung ist ein dunkler Thon, welcher eine Mächtigkeit bis zu 100 m

---

[1]) Früher mit den *Cardium*-Sanden verwechselt.
[2]) Früher für Miocän angesehen.

besitzt und organische Reste bisher nicht geliefert hat. Der gleiche Thon ist im benachbarten Hamburg in einer Reihe von Bohrungen angetroffen, welche von Dr. Gottsche beschrieben sind. Hier ist an mehreren Stellen der Thon durchsunken, und es wurden unter ihm Grundmoränen-Bildungen des norddeutschen Inlandeises mit zweifelloser Sicherheit constatirt, so dass das diluviale Alter desselben als erwiesen angesehen werden kann. Wenn man, entsprechend der heutigen Auffassung über eine dreimalige Vergletscherung Norddeutschlands, diese Grundmoränen der Hamburger Bohrungen der ältesten Eiszeit zurechnet, die in Lauenburg unter dem Torflager und über den *Cardium*-Sanden liegenden Geschiebemergel als Grundmoräne der mittleren Eiszeit betrachtet, so ergiebt sich daraus, dass sowohl die Süsswasserbildungen als auch die marinen Ablagerungen bei Buchhorst der ältesten Interglacialzeit angehören, ein Resultat, welches um so bedeutungsvoller ist, als wir bis jetzt nur von wenigen Orten Sedimente dieser Zeit in zweifelloser Horizontirung und mit solchem Reichthum an Pflanzen und Thieren kennen. Die Süsswasserbildungen über dem dunklen Thone setzen sich aus einer Reihe verschiedenartiger Schichten zusammen. Man beobachtet hier einen braunkohlenartigen Torf mit zahlreichen Samen- und Blattabdrücken, einen Thon, in welchem grosse Schalen von *Anodonta* auftreten, einen versteinerungsleeren grünlichen Sand und eine diatomeenreiche, kalkhaltige Schicht, welche ausserordentlich an gewisse, von den Schweden als Gytja bezeichnete Bildungen im Untergrunde recenter Torfmoore erinnert. Diese Schichten enthalten zahlreiche noch näher zu untersuchende Süsswasserschnecken, und Herr Dr. Müller hat ausserdem darin Zähne von kleinen Nagethieren, Schuppen von Fischen, Flügeldecken von Käfern und Zähne von Hechten gefunden. Ueber diesen Süsswasserbildungen folgt ein Thon, der durch Einschlüsse von *Mytilus edulis* das Eindringen von Meerwasser in das bis dahin mit Süsswasser erfüllte Becken anzeigt. Ueber diesem Thone stellen sich dann die feinen, thonigen Sande ein, die in örtlichen Anhäufungen Millionen von Cardien-Schalen enthalten. Ausserordentlich selten sind andere marine Reste, von denen *Tellina baltica, Mytilus edulis* und eine Anzahl Foraminiferen genannt sein mögen. Nicht minder interessant wie die Schichtenfolge sind auch die Lagerungsverhältnisse. Die Schichten sind nämlich in ausserordentlich complicirter Weise gefaltet, und gerade über dem Schleusenbette ist im Einschnitt der Fahrstrasse eine überkippte Falte prächtig aufgeschlossen, die an einer Ueberschiebung abschneidet, wobei auf der Ueberschiebungsfläche grössere diluviale Grande und Gerölle zu einer dünnen Bank ausgezogen erscheinen. Die prächtige

Schichtenfolge im Kanal wird mit der im nächsten Jahre vor sich gehenden Unterwassersetzung der Beobachtung für immer entzogen werden, es ist daher für zukünftige Besucher ein grosser Vortheil, dass es den eifrigen Bemühungen G. Müller's gelungen ist, dieselbe Schichtenfolge auch in den grossen benachbarten Ziegeleigruben nachzuweisen.

Lauenburg war bisher der östlichste Punkt, an welchem die marinen Diluvialschichten Holsteins bekannt waren; erst in allerletzter Zeit ist es Müller gelungen, noch zwei Meilen östlicher, bei Bleckede auf der hannöverschen Seite des Elbthales, die gleichen Schichten mit mariner Fauna nachzuweisen und damit die Grenze der Bucht des alten Diluvialmeeres noch um zwei Meilen weiter landeinwärts zu verlegen. Für einen flachen Meerbusen mit salzarmem Wasser spricht die Armuth der Fauna und die geringe Grösse der Cardien-Schalen, die ungefähr an der pommerschen Ostseeküste ihresgleichen finden. Nachdem das nöthige Materiel für Sammlungen eingeheimst und verstaut war, wanderten wir in das benachbarte Dorf Buchhorst und von dort durch wundervolle Erosionsthäler auf die Höhe des Plateaus empor. Am trigonometrischen Signal gab Herr Keilhack einen Ueberblick über den orographischen Bau des ganzen Gebietes. Das bis 65 m hohe Lauenburger Plateau wird im Süden von dem hier ostwestlich verlaufenden Elbthale und nach Osten hin in jähem Abbruch von dem von Norden herabkommenden Thale der Stecknitz begrenzt, welches hier eine Breite von mehr als 3 km besitzt und das westlichste der drei, den Baltischen Höhenrücken in Nord-Deutschland durchquerenden Thäler[1]) bildet. Jenseits des Stecknitzthales sieht man das von der Elbe bespülte Klein-Boitzenburger Plateau, und im Süden erheben sich über den fruchtbaren Elbmarschen die Höhen des hannoverschen Plateaus, von welchem die Thürme von Lüneburg und Bardowiek herübergrüssen. Westlich von unserem Standpunkte liegt eine breite thalartige Fläche, die sich nach Norden hin bis an die mecklenburgisch-holsteinschen Endmoränen hinzieht und von einem Sandr erfüllt ist, d. h. von dem fluvio-glacialen Sedimente der Schmelzwasser des letzten Inlandeises während der durch eben jene Endmoräne markirten Stillstandsperiode. Dieser Sandr ist es, dem die das Torflager am Kuhberge bedeckenden mächtigen Sande in ihrer Gesammtheit angehören. Dieselben sind also ein directes Aequivalent der Endmoräne und des jüngsten Geschiebemergels und als solches oberdiluvialen Alters, woraus sich für die stratigraphische Stellung der Torflager eine Einschaltung zwi-

---

[1]) Ausser dem Oder- und Weichselthal.

schen Ablagerungen der mittleren und der letzten Eiszeit ergiebt. Da das Torflager eine Flora enthält, deren Bestandtheile, abgesehen von *Brasenia*, in der heutigen Flora des nördlichen und mittleren Deutschland wiederkehren, so muss zur Zeit seiner Entstehung ein dem heutigen entsprechendes, mildes Klima geherrscht haben, wodurch das interglaciale Alter bewiesen ist. Wir wandten uns von unserem Aussichtspunkte aus nunmehr dem Abfall des Plateaus zur Elbe zu und besichtigten zunächst eine von Herrn Dr. Müller entdeckte und in dem für die Excursion verfassten Führer beschriebene Schichtenfolge. Herr Dr. Müller hat nachweisen können, dass die unter dem unteren Geschiebemergel folgenden Mergelsande nicht mit den Cardien-Sanden gleichartig sind, sondern von diesen durch eine zweite Bank unteren Geschiebemergels getrennt wird, so dass man also im Lauenburger Diluvium von Westen nach Osten hin in immer ältere Schichten kommt.

Nach einem Imbiss in der Stadt Lauenburg, dem eine Besichtigung der reichen archäologischen Sammlung des um die Excursion auch im Uebrigen sehr verdienten Postmeisters Herrn Friese voranging, bestiegen wir wieder den Eisenbahnzug und trafen kurz vor Mitternacht in Berlin ein.

Die Excursionen der folgenden Tage hatten hauptsächlich den Zweck, den Theilnehmern die Terrainformen Nord Deutschlands und die von der geologischen Landesuntersuchung in den letzten Jahzehnten gewonnenen Resultate über die Entstehung derselben vorzuführen.

Speciell die Excursion vom 30. September bewegte sich unter Führung des Herrn Schröder innerhalb des classischen Gebietes, von welchem die Erkenntniss der Endmoränennatur der Nord-Deutschland durchziehenden Geschiebewälle ausgegangen ist. Die Eisenbahnfahrt von Eberswalde nach Chorin führte durch die weiten, fast ebenflächigen Sand- und Grandgebiete, die überall der Endmoräne nach Süden (Sandr) vorgeschüttet sind und die hier noch die Eigenthümlichkeit haben, dass sie zum Theil zugleich Thalboden des Thorn-Eberswalder Hauptthales sind. Am Dorfe Chorinchen durchschneidet die Bahn einen als Wall deutlich ausgeprägten Höhenzug, die Endmoräne, deren Steinreichthum durch die zahllos darin befindlichen Steingruben angezeigt wird. Nur einige Minuten fährt der Zug durch eine wellig und unregelmässig coupirte Landschaft, die oberflächlich aus Geschiebemergel besteht, die Grundmoränen-Landschaft, die hier nur in wenig typischer Weise entwickelt ist, um dann sofort in ein Gebiet zu gelangen, dessen Ebenflächigkeit durch die völlige Horizontalität der geradlinigen Chaussee, welche

die Eisenbahn bei Chorin schneidet, auf das Deutlichste gezeigt wird. Innerhalb dieses grossen Staubeckens, dessen aus Sanden, Grand und Thonmergeln zusammengesetzte Fläche bis an den Paarstein-See reicht und denselben und seine Dependencen umfasst, führte der Weg vom Bahnhof Chorin nach Süden und von der „Hohenbrücke“ am Stattelgraben ab nach Südwesten. Beim Austritt aus dem Walde vor dem Dorfe Chorinchen gewähren die nach Südosten, Südwesten und Nordwesten entwickelten Terrainformen den Eindruck eines Halbkreises, durch dessen nach Nordosten gerichtete Oeffnung bisher der Weg geführt hat. Die Gliederung des Endmoränenverlaufes in mehrere, an einander gereihte Bogenstücke, welche eine besondere Eigenthümlichkeit der Choriner Gegend ist, wurde auseinandergesetzt. Der Choriner Bogen, in welchem die Theilnehmer der Excursion sich befanden, ist nur der Specialbogen des bei Weitem ausgedehnteren Paarsteiner Hauptbogen, der sich zwischen den Joachimsthaler und Oderberger Bogen einschaltet. Der Weg führte durch das Dorf Chorinchen, auf die Höhe der Endmoräne, von welcher aus nach Nordosten zu nochmals die obige Gliederung den Theilnehmern vorgeführt wurde. Der Blick nach Südosten geht in eine an der Endmoräne beginnende Schmelzwasserrinne, die sich im Hopfengarten und Gr. Heiligen-See mit dem beim Kloster Chorin thalartig entwickelten Abfluss des grossen Paarstein-Staubeckens vereinigt. Der Blick von dem „Weinberg“ gewährte einen Eindruck über die Ausdehnung des Sandr, und bei Sandkrug wurde noch der hier ausnahmsweise deutlich entwickelte Thalrand des Thorn-Eberswalder Hauptthales vorgeführt. Die Excursion am Nachmittage richtete sich in das Südostende des Choriner Bogens, von dessen nördlichstem Punkt, dem Schütteberg, aus sich die Theilnehmer noch ein Blich in den sich SO. anschliessenden Lieper Specialbogen und in die ausgedehnten Seenflächen bei Brodowin darbot.

Am dritten Excursionstage, an dem die Führung in den Händen des Herrn Keilhack lag, galt es, einmal das Tertiär des Stettiner Plateaus und sodann die Entwickelung der drei verschiedenen Terrassen des grossen diluvialen Haffstausees vorzuführen. Die Hochfläche, die am linken Ufer der Oder von Stettin bis in die Nähe von Pölitz sich hinzieht, bis zu 130 m Meereshöhe besitzt und wie ein Sporn in die 100 m tiefer liegende Thalsandfläche der Haffumrandung hineinragt, besteht zum weitaus grössten Theil aus mitteloligocänen Schichten, die in zwei Faciesbildungen: als Septarien-Thon (über 100 m mächtig) und sog. Stettiner Sand

auftreten.[1]) Besonders schön sind beide Schichten in der Herrn Havemann gehörigen Ziegeleigrube in Kavelwisch aufgeschlossen. Ein eigener Dampfer führte uns in der Morgenfrühe bis zum genannten Orte, und hier bot sich uns Gelegenheit, beide Glieder des Mittel-Oligocän mit ihrem grossen Reichthum an Versteinerungen in guten Aufschlüssen zu sehen. Der Stettiner Sand entwickelt sich ganz allmählich aus dem Septarien-Thon, indem letzterem erst dünnere, dann immer stärker werdende Sande sich zugesellen. Die eigenthümliche Art des Grubenbetriebes erzeugt interessante Bewegungserscheinungen grosser Massen, die sich in allen Thongruben am Oderufer beobachten lassen.[2]) Alsdann begaben wir uns am Thalrande weiter nach Norden und gelangten bei Messenthin an die Nordspitze der Stettiner Hochfläche und auf die an dieselbe angelagerten Terrassen des Ufers. — Wie Keilhack in einem Vortrage am zweiten Sitzungstage angeführt hatte, war im Gebiete des Stettiner Haffes gegen Ende der Eiszeit ein Zustand entstanden, während dessen der Eisrand etwas südlich von den Inseln Usedom und Wollin verlief. Das ganze Ostseebecken war noch mit Eis erfüllt und die Schmelzwasser des Eises, verbunden mit den von Süden herkommenden Zuflüssen, den vereinigten Oder- und Weichselströmen, wurden so lange aufgestaut, bis der entstandene See die tiefste Stelle seiner Umgebung erreicht hatte, über die hinweg seine Gewässer einen Abfluss nach Westen hin in die damals bereits eisfreie Lübecker Bucht und von da aus durch das Stecknitzthal in das untere Elbthal nehmen konnten. In der als centrale Depression des grossen Odergletschers aufzufassenden, heute vom Stettiner Haff ausgefüllten Senkung entstand auf diese Weise ein grosser See, dessen Maasse von Osten nach Westen etwa 80, von Norden nach Süden 30—40 km betrugen. In der ältesten Phase dieses Sees lag sein Wasserspiegel etwa 25 m über dem der heutigen Ostsee und sein Abflussthal ging über Friedland in Mecklenburg durch das mecklenburgisch-pommersche Grenzthal in der Richtung auf Ribnitz. Während dieser Phase wurden von Norden — vom Eisrand her — und vom Süden — vom Plateaurande her — grosse Massen von Sanden und Granden in den See hineingeführt, dessen Uferlinie dadurch wesentlich eingeengt wurde. Diese Seesande besitzen eine vollkommen horizontale Oberfläche, die nur gegen den Plateaurand hin auf eine kurze Strecke schwach ansteigt, und fallen gegen das Innere des Sees hin mit stärkerer oder schwächerer Böschung ab. Ein weiterer Rückzug des Eises im Westen schuf eine neue,

---

[1]) Vergl. diese Zeitschr., XLIX, p. *55*.
[2]) Ibidem, p. *53*.

10 m tiefer gelegene Pforte, über die die Wasser des Stausees unter gleichzeitiger Senkung seines Spiegels einen neuen, bequemeren Abfluss in der gleichen Richtung fanden. Während dieser Zeit wurde eine zweite Terrasse in 15 m Meereshöhe aufgeschüttet, die im Uebrigen mit der ersten Terrasse vollkommen übereinstimmende Eigenschaften besitzt. Ein erneuter Rückzug endlich, bei welchem der Eisrand auf der Insel Rügen lag, veranlasste eine zweite Senkung des Seespiegels bis auf die Höhe von 7 bis 8 m und gab zur Entstehung einer dritten, in diesem Niveau liegenden Terrasse Anlass. Der nächste Eisrückzug endlich stellte eine Verbindung des westlichen Ostseebeckens mit den westlichen Meeren her und hatte die Senkung des Wasserspiegels auf das heutige Niveau des Meeres zur Folge. Damit war für dieses Gebiet der Beginn der Alluvialzeit gegeben, während deren der Rest des Stausees — eben das heutige Haff — noch eine beträchtliche Einengung durch Vertorfung erfuhr, so dass an manchen Stellen Wasserflächen von einer Breite bis zu 6 km in Land, und zwar in wenig über dem Haffspiegel liegendes Torfmoor verwandelt wurden. Gleiche Senkungen erfuhren natürlich auch die Terrassen in den in den See einmündenden Thälern, nur dass diese Terrassen zum Unterschiede von denjenigen des Stausees keine horizontalen Flächen bilden, sondern in der Richtung der Strömung der Zuflüsse geneigt sind, so dass man also nach diesem Gesichtspunkte Flussterrassen und Stauseeterrassen klar unterscheiden kann. Am Bahnhofe Messenthin standen wir auf der höchsten dieser drei Terrassen.

Von der Messenthiner „Waldhalle“ aus, wo das Frühstück eingenommen wurde, begaben wir uns nach Zedlitzfelde und gelangten am Rande des Waldes auf die mehrere Quadratkilometer grosse oberste Terrasse, auf der wir uns dann, entlang des Weges Zedlitzfelde-Pölitz, bis zu einer Stelle bewegten, wo die Terrasse mit 6 — 8 m hohem, steilem Abbruch gegen die 3 km weit bis zur Stadt Pölitz hin sich ausdehnende Mittelterrasse abfällt. Wir wanderten über diese hinweg, besichtigten bei den Pölitzer Ziegeleien ein in die Thalsande dieser Mittelterrasse eingeschaltetes Lager von Bänderthon, erreichten endlich etwas nördlich von dieser Stelle, bei den Pölitzer Windmühlen, den flacheren Abfall der mittleren zur untersten Terrasse und gewannen damit gleichzeitig einen Blick über die weiten, torfbedeckten Alluvialebenen des Ufers. Während der Rückfahrt nach Stettin, die von Pölitz ab wieder zu Schiff erfolgte, bot sich noch Gelegenheit, die eigenthümlichen Bildungen von sog. „Uferrähmen“ an den Rändern der heutigen zahlreichen Wasserwege dieses Gebietes zu demonstriren. Diese Uferränder bestehen nämlich in einer Breite von

50 — 200 m aus Flussthonen, während die grossen, zwischen diesen Thonstreifen gelegenen Flächen aus Torf bestehen. Wenn die mit Flusstrübe beladenen Oderhochwasser über ihre Ufer treten, so geschieht das bei der ungeheuren Fläche des Inundationsgebietes sozusagen nur millimeterweise, und das auf die Wiesen austretende Wasser erfährt durch die Vegetation eine Art Filtration, bei welcher die thonigen Theile auf einem ganz schmalen Gürtel zurückgehalten werden, so dass hier im Gegensatze zu dem humosen Alluvium der grossen Wiesenflächen eine Sedimentation von Thon statt hat.

Am vierten Tage wurden von Herrn Wahnschaffe die grossartigen Aufschlüsse in den Kreidegruben bei Finkenwalde vorgeführt, in denen in vorzüglicher Weise die gewaltigen Druckwirkungen des Inlandeises zu beobachten sind. Finkenwalde liegt am Fusse eines 3 — 4 km breiten, etwa eine Meile weit in südöstlicher Richtung sich hinziehenden, bis 130 m hohen Rückens, der in seinem Kern aus Kreide, Mittel-Oligocän und Miocän besteht. Dieser Rücken stellte sich dem heranrückenden Inlandeise als Hinderniss in den Weg und veranlasste dasselbe dadurch zur vollen Entfaltung seiner — sozusagen — tektonischen Kräfte. Erst durch die Thätigkeit des Menschen ist es aber möglich geworden, sie in ihrem vollen Umfange zu würdigen. In der Nähe von Stettin liegen zwei grosse Portland-Cementfabriken, die ihr Rohmaterial aus den Finkenwalder Bergen beziehen und zur Gewinnung desselben zwei grosse Gruben angelegt haben. Wir besichtigten zuerst die Kreidegrube Katharinenhof, die der Cementfabrik in Züllchow gehört. Wenn man die Grube von Norden her betritt, so sieht man auf der Westseite unmittelbar über der Kreide zunächst den bläulichen unteren Geschiebemergel, der sich durch hohen Thongehalt deutlich von dem mageren oberen Geschiebemergel unterscheidet. Getrennt sind beide durch eine horizontal geschichtete Folge von diluvialen Sanden. Weiterhin sieht man in derselben Grubenwand bis auf die Sohle der Grube hinunter den schwärzlichen Septarien-Thon als eine schmale, steil aufgerichtete Schicht in die Kreide eingepresst, von der aus sich ausserdem noch Apophysen in die Kreide hineinziehen. An zwei Stellen sind dann wieder unterdiluviale Grande in Form von einfachen oder überkippten Mulden in die Kreide eingepresst, unterlagert von unterem Geschiebemergel, der diese liegenden Falten gleichfalls mitzumachen scheint. Während hier die Verhältnisse ziemlich verwickelt sind, liegen sie in der unteren Grube bei der Cementfabrik „Stern“ klarer. Man sieht als Kern der im Abbau befindlichen Wände eine ungeheure Kreidemasse, die in Form

einer nach Südwesten gerichteten Falte vor Augen liegt. Auf der Westseite der Kreide grenzt an sie Septarien-Thon an, der auch in ihrem Hangenden noch als eine nur wenige Decimeter dünne Schicht zu beobachten ist. Darüber lagert unterer Geschiebemergel, dann folgt diluvialer Sand und discordant über dem Ganzen schliesslich der jüngste Geschiebemergel. Unter dem Septarien-Thon im Liegenden der Kreide, also im tiefsten Theil der Grube, war wieder Diluvium angeschnitten und zwar Sand und Geschiebemergel, und man war augenblicklich damit beschäftigt, durch eine Bohrung die weiter in der Tiefe folgenden Schichten festzustellen. Es liegt also hier eine regelrechte überkippte Falte vor, in deren Liegendem die Schichten sich in widersinniger Aufeinanderfolge befinden. An der Umbiegungsstelle der Falte ist der zwischen Kreide und Geschiebemergel liegende Septarien-Thon zu einer Schicht von 1 m Mächtigkeit ausgewalzt, in der man im Liegenden noch unteroligocäne, glaukonitische Sande und im Hangenden noch miocäne Quarzsande unterscheidet. Auf der Oberfläche der Kreide finden sich massenhafte unteroligocäne Knollensteine, zum Theil in Septarien-Thon eingebettet mit zahllosen verkieselten Wurzelhölzern. Das Profil ist so klar und einfach, dass die WAHNSCHAFFE'sche Erklärung der Entstehung dieser Störungen durch den gewaltigen seitlichen Druck des Inlandeises ganz unanfechtbar ist. Die Kreide sowohl wie der Septarien-Thon zeigen die deutlichsten Spuren starker Zusammenpressung durch den Verlust ihrer Schichtung, durch die Zertrümmerung der Belemnitellen und durch eine bedeutende Harnischbildung. Die Zeit, in der diese Druckwirkungen ausgeübt sind, muss mit der Ablagerung des jüngeren Diluviums zusammenfallen, da die Schichten des unteren an allen Störungen mitbetheiligt sind. Nach eingehender Besichtigung der prachtvollen Aufschlüsse begaben sich die Theilnehmer durch den herrlichen Laubwald der Buchheide und hatten dabei Gelegenheit zu sehen, wie in diesem kleinen Gebirge, welches den Namen „Norddeutche Tiefebene“ so recht zum Spott macht, die Erosion Ende der Eiszeit ihre gewaltigen Spuren in Form eines complicirten Systems tief eingeschnittener, landschaftlich ungemein reizvoller Schluchten hinterlassen hat. Diese Schluchtenbildungen stehen in absolut keinem Verhältniss zu der Tektonik dieser Hügelgruppe, sondern sind ausschliesslich ein Product der Schmelzwasser des letzten Inlandeises. Ueber die Terrassen des Haffstausees wanderte man gegen Abend zum Bahnhof Finkenwalde zurück und setzte die Reise nach Stargard fort, wo das Nachtquartier bezogen wurde.

Der fünfte Tag, der in das eigentliche Hinterpommern hineinführte, galt fast ausschliesslich dem Studium der mannigfachen

Aufschüttungsformen des Inlandeises. die gerade in Hinterpommern eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit besitzen. Herr Keilhack, dem die Führung an diesem Tage oblag, hat nachgewiesen, dass Hinterpommern aus einer Reihe von landschaftlich verschiedenen Zonen zusammengesetzt ist, die annähernd parallel der Ostseeküste verlaufen. Dieser Küste folgt zunächst ein bald nur wenige 100 m, bald einige Kilometer breiter Streifen, den man als die „Strandzone“ bezeichnen kann. Er wird von Dünen gebildet, die in einer oder mehreren parallelen Reihen den grössten Theil der Küste begleiten und zum Theil einen nehrungsartigen Charakter besitzen. Durch diese Nehrungen werden lagunenartige Strandseen von Haffcharakter vom offenen Meere getrennt. Ein Theil dieser Strandseen liegt heute noch als offene Wasserfläche da, ein anderer Theil ist durch Vertorfung mehr oder weniger in Moore und Wiesenflächen verwandelt. Jungdiluviale Thalsandflächen stellen eine Verbindung dieser einzelnen Moore und Seen her. An diese Zone schliesst sich die sog. Küstenzone an. Sie wird in der Hauptsache aus dem Geschiebemergel der letzten Eiszeit gebildet, besitzt eine bis zu 40 km ansteigende Breite und hebt sich vom Meeresniveau landeinwärts in ganz allmählichem Anstiege bis zu 60, im hinteren Hinterpommern sogar bis zu 100 m Meereshöhe. Diese Küstenebene erfährt eine Gliederung durch ein ausserordentlich verwickeltes System von Thälern, die zum Theil einen ost-westlichen Verlauf besitzen und als Randthäler des Inlandeises aufzufassen sind, zum anderen Theil in nord-südlicher Richtung liegende subglaciale Rinnen desselben darstellen.

Weiter nach Süden folgt eine dritte Zone, die sog. Grundmoränenlandschaft, bereits auf der Höhe der Baltischen Seenplatte, und bildet einen 5—15 km breiten Streifen, der von der Oder nach Osten hin allmählich von 80 bis zu 250 m sich erhebt, bis man an ihrem Südrande an die grosse Baltische Endmoräne gelangt. Weiter nach Süden hin folgt die letzte Zone, die sog. Heidesandlandschaft. Unmittelbar an der Endmoräne findet sich eine schmale Uebergangszone, in welcher diese Ablagerungen in Form von flachen Schuttkegeln sich an sie anlehnen, und erst weiter nach Süden hin nimmt sie den Charakter einer monotonen Ebene an.

Wir brachen in der Morgenfrühe von Stargard auf und begaben uns zunächst mit der Bahn nach Ruhnow und von dort zu Wagen über das Städtchen Wangerin an den Rand der Endmoränenlandschaft. Während dieser Fahrt durch die Grundmoränenebene waren der Beobachtung leider enge Schranken durch einen ziemlich dichten Nebel gezogen, der sich aber in der zehnten

Stunde zum Glück soweit aufhellte, dass man wenigstens einige Kilometer weit sehen konnte. Die Fusswanderung führte uns durch eine hier ganz besonders grossartig entwickelte Moränenlandschaft hindurch nach der Colonie Karlsthal, wo wir die hier mit Laubwald bedeckte Endmoräne erreichten. Sie ist als ein bis zu 180 m Meereshöhe sich erhebender Wall ausgebildet, von dessen Höhe aus wir einen Ueberblick über die beiden verschiedenen Landschaftsformen gewannen. Im Norden lag die an manchen Orten als „bucklige Welt“ bezeichnete Moränenlandschaft zu unseren Füssen, durch zahlreiche Einzelsiedelungen und kleine Laubwälder als fruchtbares Lehmgebiet charakterisirt, im Süden dagegen, soweit die Blicke reichen, die schwach besiedelte Sandebene, in welcher die Kiefer der vorherrschende Waldbaum ist.

Entlang der Endmoräne wanderten wir in südwestlicher Richtung auf das Städtchen Nörenberg zu. Unmittelbar an das Gebiet mächtiger Geschiebeanhäufungen grenzen hier nach Norden hin eine Reihe von kleineren Seen, die unter den Begriff der Moränenstauseen entfallen. Bei Nörenberg ist die Stelle, wo der halbkreisförmige Oderbogen der baltischen Endmoräne sein nordöstlichstes Ende erreicht und seine Streichrichtung in einen nordöstlichen Verlauf verändert. An dieser Stelle liegt hinter der Endmoräne dicht bei der Stadt Nörenberg ein Stausee, der sich aus vier subglacialen Rinnen zusammensetzt, der Grosse Enzigsee. Die Endmoräne ist hier nicht zu beobachten, da sie durch fluvioglaciale Sedimente vollständig verschüttet ist. Ihre von Herrn Keilhack gemuthmaasste Existenz konnte während der Excursion selbst in einem Aufschlusse in der Nähe des Nörenberger Bahnhofes bestätigt werden.

Nach dem Frühstück in Nörenberg führte uns ein Extrazug der Kleinbahn quer durch die Endmoränenlandschaft hindurch nach dem Städtchen Jakobshagen. Während der Fahrt war Gelegenheit, eine Eigenthümlichkeit der pommerschen Grundmoränenebene, die sog. Drumlins, zu beobachten. Es ist für ein grosses Gebiet Hinterpommerns möglich gewesen, aus diesen Drumlins die Art der Eisbewegung mit ziemlicher Sicherheit zu reconstruiren, und Herr Keilhack konnte nachweisen, dass das Eis innerhalb des Oderbogens der Endmoräne einen ausgezeichnet fächerförmigen Bau besass. Von Jakobshagen aus fuhren wir noch einige Kilometer südwärts und gelangten bei dem Dorfe Stolzenhagen zum letzten Punkte der Excursion dieses Tages, zu einem der drei hinterpommerschen Åsar, Wällen von 100—200 m Breite, die sich in etwas gewundenem, in der Richtung der Eisbewegung liegenden Laufe durch die Grundmoränenebene hindurchziehen und eine Länge bis zu 3 Meilen besitzen. Diese Wallberge bestehen

aus geschichteten Sanden und Granden. Soweit die Aufschlüsse es erkennen liessen, sind diese Sedimente horizontal geschichtet oder sie besitzen die sog. discordante Parallelstructur, dagegen fehlen, wenigstens in den oberen 4—5 m des Ås solche Schichtenstörungen, wie man sie in den sog. Durchragungszügen der Uckermark fast in jedem Aufschlusse beobachten kann: steile fächerförmige Aufrichtung der Schichten, Einpressung von Grundmoränenmaterial und Bedeckung des Hügels mit grossen Blöcken. Nur im Kern dieser Åsar scheinen an einzelnen Stellen, wie in der Saatziger Kiesgrube bei Jakobshagen, Blockanhäufungen in Verdindung mit Grundmoräne aufzutreten. Wir begingen in der Gegend von Stolzenhagen ein etwa 3 km langes Stück des östlichsten der 3 Åsar, welches hier auf 2 km Länge als ein schnurgerader, 12—15 m hoher, nach beiden Seiten hin ziemlich steil abfallender Kamm entwickelt ist, auf der einen Seite von einem Bachthälchen, auf der anderen von torferfüllten Niederungen begleitet. In einigen Aufschlüssen konnten wir den inneren Bau dieses Theilstückes beobachten und uns von der Horizontalität der Schichten überzeugen. Im Anschluss an diese Beobachtungen entwickelte sich eine interessante Debatte über die Åsfrage, in welcher festgestellt wurde, dass das Ås fluvioglacialen Ausfschüttungen seine Entstehung verdankt und dass es nicht ausserhalb des Eises entstanden sein kann, sondern innerhalb des eisbedeckten Gebietes gebildet sein muss.

Ein Abendzug führte uns nach Stargard zurück. Eine Anzahl der Excursionisten reiste am folgenden Morgen nach Falkenberg in der Mark zurück.

Am Morgen des 4. October trafen die Theilnehmer, nachdem sie mit dem Zuge um 6 Uhr 45 Min. Stargard verlassen hatten, gegen 11 Uhr in Falkenberg i. d. M. ein. Unter Führung des Herrn Berendt wurde zunächst ein Punkt besucht, der einen selten schönen Ausblick auf das alte diluviale Hauptthal bei Nieder-Finow gewährt. Der Umstand, dass man sich hier genau in der Höhe der alten Thalsohle befindet, bewirkt, dass diese in der Ferne bei Nieder-Finow, bis wohin das Auge ungehindert über die Wiesenfläche des heutigen Oderthales hinschweift, in eine scharfe, gerade Linie zusammenfällt, welche in ungefähr 30 m Höhe über der heutigen Thalsohle, rechts und links von den alten Uferbergen begrenzt, das alte, todte Thal in dieser Höhe auf den ersten Blick erkennen lässt.

Ein kleines, aber ausgezeichnetes Circusthal am oberen Ende des Dorfes Falkenberg gab demnächst Gelegenheit, die hierbei und bei verschiedenen ähnlichen Thalanfängen in der

Nachbarschaft, wie auch in der scharfen Gratbildung der Karlsburg zum Ausdruck gekommene Gewalt und Fülle der diluvialen Schmelzwasser zu erläutern und zu besprechen.

Daneben vergass man nicht, auf die in der Falkenberg-Freienwalder Gegend in der Hauptsache regelmässige Schichtenfolge des Tertiärs, zunächst der miocänen Braunkohlenbildung und des darunter verschiedentlich aufgeschlossenen oberoligocänen Meeressandes zu achten, unter welchem halbwegs zwischen Falkenberg und Freienwalde der mitteloligocäne Septarienthon hervortaucht. Nachdem man die zwischen Hammer- und Marienthal sich mächtig emporwölbende Sattelkuppe desselben von der Höhe des Bismarckthurmes überblickt hatte, stieg man in die grossartigen, für die Rathsziegelei, die Kirchenziegelei u. a. seit Jahrzehnten ausgebeuteten Thongruben hinab und überzeugte sich davon, dass auch hier, trotz der meilenweit zu verfolgenden Regelmässigkeit der Lagerungsfolge, ähnlich wie in Finkenwalde grossartige, in die Eiszeit fallende Ueberschiebungen zu beobachten sind, wie die Hineinpressung bezw. Ueberschiebung des Septarienthones in bezw. auf den ihn sonst bedeckenden Meeressand einigermaassen erkennen lässt.

Montag den 5. October standen Punkt $7\frac{1}{2}$ Uhr eine Anzahl Wagen vor dem Hôtel Schertz in Freienwalde, denn es galt die wenigen Stunden bis zu der um 11 Uhr Vormittags in's Auge gefassten Abfahrt des Zuges für einen Besuch des Endmoränenbogens auf der Neuenhagener Oderinsel möglichst auszunutzen. Nach schneller Fahrt bei den Ziegeleien inmitten des Moränen-Amphitheaters angekommen, machte Herr Berendt auf die weithin sichtbare, feingeschichtete Horizontallagerung der hier abgebauten, oberdiluvialen Thone aufmerksam, zeigte die Mächtigkeit und das Ansteigen des Oberen Geschiebemergels zu dem Kamme der Endmoräne hin und führte die Gesellschaft schliesslich in die unweit der Kirche von Neu-Tornow gelegene Thongrube der Pikenhagen'schen Ziegelei, wo der nur noch etwa $1\frac{1}{2}$ m mächtige Geschiebemergel von einer ungefähr ebenso mächtigen Geschiebe- und Geröllpackung bedeckt und z. Th. unmittelbar von Unterem Thone, der in 30 bis 40 m hohen Steilwänden aufgeschlossen ist, unterlagert wird. Auf den ersten Blick sieht man, dass die im Gegensatz zu den soeben gesehenen, horizontal gelagerten Oberen Thonen steil aufgerichteten Unteren Thone, durch gewaltigen Druck emporgequollen, hier fast die ganze Höhe des gewaltigen Endmoränenwalles ausmachen, ja z. Th. sogar noch über die bis zum vorderen Fusse desselben herabgerollte Steinschüttung übergequollen sind, so dass wir es hier zum bei Wei-

tem grössten Theile mit einer Staumoräne und nur zum weit aus geringeren mit wirklicher Aufschüttung zu thun haben.

Den Schluss der Excursionen in das norddeutsche Glacialgebiet bildete ein Ausflug in die Gegend von Buckow am Mittwoch den 5. October Nachmittags unter Führung des Herrn Wahnschaffe. Zunächst wurden die Aufschlüsse in der am Südwestende des Schermützelsees gelegenen Buckower Septarienthon-Grube besichtigt. Der Führer zeigte, dass die nach Nordost einfallenden Schichten des Ober-Oligocäns (Glimmersande) und Mittel-Oligocäns (Stettiner Sand und Septarienthon) über die miocänen Braunkohlen-Bildungen der Mark überschoben worden sind, und dass diese Störungen während der Ablagerungszeit des Unteren Geschiebemergels durch den Schub des von Nordost her sich fortbewegenden Inlandeises entstanden. Der Untere Geschiebemergel und die aufgerichteten Schichten des Tertiärs werden discordant überlagert von horizontal geschichtetem Unteren Diluvialsande, der weiter nach Westen zu unter den Oberen Geschiebemergel der diluvialen Hochfläche untertaucht und demnach das Niveau der interglacialen Rixdorfer Sande mit der Fauna der grossen Säugethiere einnimmt.

Nach eingenommenem Mittagsmahle in Steffin's Hôtel in Buckow erläuterte der Führer auf der Bollersdorfer Höhe die Entstehung des Schermützelsees, sowie der stark kuppigen Oberflächen-Beschaffenheit der Umgegend von Buckow, die ihr den Namen „märkische Schweiz“ verschafft hat. Sie bildet den Typus einer glacialen Erosionslandschaft. Das im Norden der Pritzhagener Forst auf der Möglíner Hochfläche lagernde Inlandeis sandte in der Abschmelzperiode der letzten Vereisung seine Schmelzwasser in die etwas niedriger gelegene Buckower Gegend. Durch die erodirende Thätigkeit der mit starkem Gefäll herabstürzenden Wasser wurden kesselartige Seen (Erosionsseen: Geinitz) ausgehöhlt, tiefe, jetzt z. Th. wasserleere Schluchten ausgewaschen und das ganze Gebiet durchfurcht und in einzelne Kuppen zersägt, die meist aus horizontal geschichtetem Unteren Diluvialsande bestehen und häufig noch eine Mütze von der zum grössten Theile fortgeführten Decke des Oberen Geschiebemergels tragen.

Die von schönstem Wetter begünstigte Excursion fand ihren Abschluss in Buckow, von wo aus die Theilnehmer über Dahmsdorf-Müncheberg mit der Bahn nach verschiedenen Richtungen in ihre Heimath zurückkehrten.

Anlage 2.

Die Deutsche geologische Gesellschaft von 1848 - 1898.

Zahl der Mitglieder.

0 50 100 150 200 250 300 350 400

1848 9 1850 1 2 3 4 1855 6 7 8 9 1860 1 2 3 4 1865 6 7 8 9 1870 1 2 3 4 1875 6 7 8 9 1880 1 2 3 4 1885 6 7 8 9 1890 1 2 3 4 1895 6 7 1898

Constituirung der Gesellschaft.

Mitglieder seit 1849.

Mitglieder der Gesellschaft.

Die Hauptversammlungen der Deutschen geologischen Gesellschaft von 1848—1898.

Haupt-Vers. No.	Jahr.	Versammlungs-Ort.	Geschäfts-führer.	Vorsitzende.
1.	1849	Regensburg	Fraas Ewald	Schafhäutl.
2.	1850	Greifswald	v. Hagenow	v. Strombeck.
3.	1851	Gotha	Credner	v. Carnall.
4.	1852	Wiesbaden	Sandberger	v. Carnall.
5.	1853	Tübingen		v. Carnall.
6.	1854	Göttingen		Nöggerath.
7.	1856	Wien		v. Hauer.
8.	1857	Bonn		v. Dechen.
9.	1858	Carlsruhe		v. Carnall.
10.	1860	Königsberg		
11.	1861	Speyer		Nöggerath.
12.	1862	Karlsbad		Nöggerath. v. Hauer.
13.	1863	Stettin		Behm.
14.	1864	Giessen		G. Rose.
15.	1865	Hannover		Nöggerath.
16.	1867	Frankfurt a. M.		v. Dechen.
17.	1868	Hildesheim	Römer	v. Dechen.
18.	1869	Heidelberg	Blum	v. Dechen.
19.	1871	Breslau	F. Römer	v. Dechen.
20.	1872	Bonn	v. Dechen	Abich.
21.	1873	Wiesbaden	Koch	v. Dechen.
22.	1874	Dresden	Geinitz	v. Dechen.
23.	1875	München	Gümbel	v. Dechen. Gümbel. v. Hauer.
24.	1876	Jena	E. E. Schmid	v. Dechen. v. Hauer. E. E. Schmidt.
25.	1877	Wien	v. Hauer	v. Hauer. Beyrich. Gümbel.
26.	1878	Göttingen	v. Seebach	v. Dechen.
27.	1879	Baden	Knop	v. Dechen. Knop. v. Mojsisovics.
28.	1880	Berlin	Hauchecorne Beyrich	v. Dechen. Torell. v. Hauer.
29.	1881	Saarbrücken	Eilert	v. Dechen.
30.	1882	Meiningen	Frantzen	v. Dechen.

Haupt-Vers. No.	Jahr.	Versammlungs-Ort.	Geschäfts-führer.	Vorsitzende.
31.	1883	Stuttgart	Fraas Eck	v. Dechen.
32.	1884	Hannover	Struckmann	v. Dechen.
	1885	Internationaler Geologen-Congress in Berlin.		
33.	1886	Darmstadt	Lepsius	v. Dechen.
34.	1887	Bonn	v. Dechen Rauff	F. Römer.
35.	1888	Halle a. S.	v. Fritsch	v. Fritsch. Credner. v. Koenen.
36.	1889	Greifswald	Cohen	Steenstrup.
37.	1890	Freiburg i. Br.	Steinmann Gräff	Beyrich. Römer. Rosenbusch.
38.	1891	Freiberg i. S.	Stelzner	Geinitz. Römer. v. Koenen.
39.	1892	Strassburg i. E.	Benecke	Beyrich. Huyssen. Rosenbusch.
40.	1893	Goslar	Klockmann	
41.	1895	Coburg	Loretz	v. Koenen. Baltzer. Kayser.
42.	1896	Stuttgart	E. Fraas	Credner. Baltzer. v. Koenen.
43.	1898	Berlin	Hauchecorne	v. Richthofen. v. Zittel. v. Koenen.

Rechnungs-
der Kasse der Deutschen geologischen

Titel.	Capitel.	Einnahme.	No. d. Beläge.	Special-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
		Aus dem Jahre 1895 übernommener Kassenbestand				1066	73
		Einnahme-Reste:					
		46 Beiträge zu 20 ℳ		920	—	920	—
I		An Beiträgen der Mitglieder für 1896:					
		Laut beiliegender Liste . . 960 M. — Pf.	1				
		Besser'sche Buchhandlung:					
		a. laut Verzeichniss vom 2. 5. 96. 5361 „ 95 „	2				
		b. Desgl. vom 31. 12. 96 1050 „ 28 „	3				
		An die Kasse sind direct gezahlt worden . . . . 715 „ 30 „	4				
		zusammen 8087 M. 53 Pf.					
		Davon gegen ab die obigen Resteinnahmen . . . . 920 „ — „					
		bleiben Summa Tit. I.				7167	53
II		Vom Verkauf der Zeitschriften:					
		Vom Verkauf der Zeitschrift durch die Besser'sche Buchhandlung laut Schreiben vom 31. 12. 96.	5	1395	—		
		Summa Tit. II.				1395	—
III		An extraordinären Einnahmen:					
	1	An Geschenken: Nichts.					
	2	An Vermächtnissen: Nichts.					
	3	An Zinsen:					
		von den im Depot befindlichen consolidirten Staatsanleihescheinen für October 1895 bis März 1896 . . . . 26 M. 25 Pf.					
		für April bis September 1896 26 „ 25 „					
		für I. Semester 1896 . . . 60 „ — „					
		für II. Semester 1896 . . . 60 „ — „					
		zusammen		172	50		
		Seitenbetrag		172	50	10549	26

Abschluss

Gesellschaft für das Jahr 1896.

Titel.	Capitel.	Ausgabe.	No. d. Beläge.	Special-Summe. M	Special-Summe. Pf	Haupt-Summe. M	Haupt-Summe. Pf
		Vorschüsse:					
		Ausgabe-Reste.					
		1. J. F. Starcke, hier, Druck etc. des 3. Hefts des 47. Bandes	1/2	1257	15		
		2. Derselbe, desgl. des 4. Hefts	3/4	596	95		
		Summa				1854	10
I		Für Herausgabe von Zeitschriften und Karten:					
	1	Für die Zeitschrift:					
		a. Druck, Papier, Buchbinderarbeit:					
		1. J. F. Starcke, hier, Druck etc. des 1. Hefts des 48. Bandes	5/6	1118	55		
		2. Derselbe, desgl. des 2. Hefts . . .	7/8	953	60		
				2072	15		
		b. Kupfertafeln, Lithographien etc.:					
		1. E. Ohmann, Zeichnung, Lithographie und Druck von 1 Tafel . 68 M. 25 Pf.	9				
		2. Ders., desgl. von 1 Doppeltafel . . . . 87 „ — „	10				
		3. W. Pütz, desgl. v. 4 Tafeln 293 „ — „	11				
		4. Ders., Zeichnung von 10 Textfiguren . . . . . . 35 „ — „	12				
		5. Ders., Zeichnung, Lithographie und Druck von 1 Tafel . . . . 92 „ 50 „	13				
		6. C. Boenecke, 1 Kartenzeichnung . . . . 32 „ — „	14				
		7. M. Pütz, 3 Federzeichnungen . . . . 5 „ — „	15				
		8. Ders., 9 desgl. . . . . . 15 „ — „	16				
		9. G. Hoffmann, Zeichnung einer Höhenschichtenkarte 30 „ — „	17				
		10. Ders., desgl. v. 14 Profilen 32 „ — „	18				
		11. Ders., „ „ 21 Clichés 27 „ — „	19				
		11a. Ders., Zeichnenarbeiten 6 „ — „	19a				
		12. Dr. E. Löschmann in Breslau, Zeichnungen . . . 30 „ — „	20/21				
		Seitenbetrag 752 M. 75 Pf.		2072	15	1854	10

Titel.	Capitel.	Einnahme.	No. d. Beläge.	Special- Summe. M	₰	Haupt- Summe. M	₰
III		Uebertrag		172	50	10549	26
		Erlös aus dem Verkauf von consolidirten Staatsanleihescheinen:					
		zum Nennwerth von:	5/6				
		2000 M. = 2005 M. 20 Pf.					
		Desgl. von 2000 M. = 2011 „ 70 „	7/8				
		Desgl. von 2500 M. = 2620 „ 20 „	9/10				
		zusammen 6500 M. =		6617	10		
		Summa Tit. III.				6789	60
		Summa der Einnahme				17338	86

Titel.	Capitel.	Ausgabe.		No. d. Beläge.	Special-Summe ℳ	Special-Summe ₰	Haupt-Summe ℳ	Haupt-Summe ₰
I	1b	Uebertrag	752 M. 75 Pf.		2072	15	1854	10
		13. Dr. E. Löschmann desgl.	15 M. — Pf.	22/3				
		14. K. Scharfenberger in Strassburg, 1 Profilzeichnung	5 „ — „	24/5				
		15. Victor Wolff, Zeichnenarbeiten	5 „ — „	26/7				
		16. Ders., desgl.	4 „ 50 „	28				
		17. Ders., desgl.	3 „ — „	29				
		18. Meisenbach, Riffarth u. Co., Photochemigraphien	4 „ — „	30				
		19. Dies., desgl.	27 „ 95 „	31/2				
		20. Dies., desgl.	14 „ 45 „	33/4				
		21. Dies., desgl.	4 „ — „	35/6				
		22. Dies., desgl.	120 „ 95 „	37/8				
		23. Dies., desgl.	85 „ 80 „	39/45				
		24. Dies., desgl.	132 „ — „	46/53				
		25. Berliner Lithograph. Institut, Lithographie und Druck 1 Karte	724 „ — „	54				
		26. J. Schlumpf in Winterthur, desgl. desgl.	245 „ 43 „	55/6				
		27. E. A. Funke in Leipzig, desgl. einer Tafel . . .	42 „ 44 „	57/8				
		28. Studders u. Kohl in Leipzig, 4 Clichés	44 „ 45 „	59/60				
		29. Weinwurm u. Hafner in Stuttgart, 2 Clichés . .	4 „ — „	61/2				
		30. Adalbert Swoboda in Wien, 3 Clichés	40 „ 83 „	63/4				
		31. Christian Weiss in Nürnberg, Lithographie und Druck einer Tafel . . .	34 „ 90 „	65/6				
		32. Rudolf Loës in Leipzig, 4 Tafeln	43 „ 75 „	67/8				
		33. E. Buchmann in Breslau, 6 photographische Aufnahmen	40 „ — „	69/70				
		34. C. Krapf in München, Profilzeichnungen etc.. .	135 „ — „	71/2	2529	20		
		Summa Titel I.					4601	35
II		An Kosten für die Allgemeine Versammlung:						
		1. Prof. Dr. Dames u. Dr. Jaekel, Auslagen für Couverts, Porto etc. . . .		73	18	40		
		Uebertrag			18	40	6455	45

Titel.	Capitel.	Ausgabe.	No. d. Beläge.	Special-Summe. M	Pf	Haupt-Summe. M	Pf
II		Uebertrag		18	40	6455	45
		2. Dr. E. Fraas in Stuttgart, verschiedene Auslagen	74/77	52	—		
		3. J. F. Starcke, Druck der Programme	78	21	—		
		Summa Tit. II.				91	40
III		Zu Anschaffungen für die Bibliothek:					
		1. H. Wichmann, Büchereinbände . . .	79	56	75		
		2. Ders., desgl.	80	73	80		
		3. Ders., desgl.	81	39	75		
		4. A. Eichhorn, Aufziehen von Karten .	82	25	35		
		5. Ders., desgl.	83	26	90		
		Summa Tit. III.				222	55
IV		Sonstige Ausgaben.					
	1	An Büreau- und Verwaltungskosten:					
		1. Dr. Joh. Böhm, Honorar für 4 Quartale des Jahres 1896 je 150 M. . . .	84/87	600	—		
		2. Prof. Dr. Ebert, desgl. je 50 M. . .	88/91	200	—		
		3. Rechnungsrath Wernicke, desgl. für 2 Semester des Jahres 1896, je 150 M. .	92	300	—		
		4. Museumsaufseher Beyer, dsgl. für 1896 und verschiedene Auslagen	93	84	98		
		5. E. Sieth, Honorar für 1896	94	15	—		
		6. Georg Hoffmann, Versendung v. Traueranzeigen	95	12	—		
		7. C. Feister'sche Buchdruckerei, Druck von Schreiben über erfolgte Aufnahme	96	6	—		
		8. Dies., desgl. von Traueranzeigen . .	97	25	—		
		9. Eduard Rölcke, 1 Trauerarrangement .	98	50	—		
		10. Herm. Nagel, 3 Hammermodelle . .	99	2	75		
		11. R. Zwach, 1 Garderobeständer . . .	100	50	—		
		12. Reuter u. Siecke, 4 Falzmappen . .	101	2	—		
		13. Dies., Postpapier und Couverts . . .	102	15	20		
		14. J. F. Starcke, Druck des Mitglieder-Verzeichnisses pro 1895	103	47	—		
		15. Ders., desgl. für 1896 und sonstige Drucksachen	104	72	—		
		16. Museumsaufseher Beyer, Einladungskarten etc.	105	22	80		
				1504	73		
	2	Porto und Botenlöhne:					
		1. Dr. Joh. Böhm, Portoauslagen 13 M. 78 Pf.	106				
		2. Ders., desgl. . . . . . . 15 „ — „	107				
		Seitenbetrag 28 M. 78 Pf.		1504	73	6769	40



Titel.	Capitel.	Ausgabe.	No. d. Beläge.	Special-Summe ℳ	₰	Haupt-Summe ℳ	₰
IV	2	Uebertrag 28 M. 78 Pf.		1504	73	6769	40
		3. Dr. Joh. Böhm, Portoauslagen 15 M. — Pf.	108				
		4. Prof. Dr. Ebert, desgl. . . 2 „ 05 „	109				
		5. Ders., desgl. . . . . . 3 „ — „	110				
		6. Ders., desgl. . . . . . 5 „ 85 „	111				
		7. Ders., desgl. . . . . . 1 „ 90 „	112				
		8. Prof. Dr. Beyschlag . . 11 „ 50 „	113				
		9. Rechnungsrath Wernicke, desgl. . . . . 15 „ 40 „	114				
		10. E. Sieth, desgl. . . . 22 „ 45 „	115				
		11. Ders., desgl. . . . . 10 „ 09 „	116				
		12. Ders., desgl. . . . . 6 „ 40 „	117				
		13. Ders., desgl. . . . . 6 „ — „	118				
		14. Bessersche Buchhandlung desgl. . . . . 11 „ 25 „	2 E[1])				
		15. Dies., desgl. . . . . 2 „ — „	3 E				
				141	67		
	3	Ankauf von Staatspapieren:					
		Direct. d. Disconto-Gesellschaft:					
		für 3½ % preuss. Consols zu 1500 M. = 1594. 45.	119/20				
		für 3 % desgl. zu 4000 M. = 4006. 50.	121/2				
		für 3½ % desgl. zu 1000 M. = 1036. 40.	123/4				
		für 3½ % desgl. zu 2000 M. = 2102. 30.	125/6				
				8739	65		
		Summa Tit. IV.				10386	05
V		Auf das Jahr 1897 übertragener Kassenbestand				183	41
		Summa der Ausgabe				17338	86

[1]) E = Einnahme-Beläge.

Vorstehende Rechnung ist von uns geprüft und mit den Belägen übereinstimmend gefunden worden.

Berlin, den 27. September 1898.

Dr. Carl Ochsenius. Dr. J. Romberg.

Rechnungs-

der Kasse der Deutschen geologischen

Titel.	Capitel.	Einnahme.	No. d. Beläge.	Special-Summe. M.	Special-Summe. ₰	Haupt-Summe. M.	Haupt-Summe. ₰
		Aus dem Jahre 1896 übernommener Kassenbestand				183	41
		Einnahme-Reste: 50 Beiträge zu 20 Mk.		1000	—		
						1000	—
I		An Beiträgen der Mitglieder für 1897:					
		Laut beiliegender Liste . . 1175 M. — Pf.	1				
		Besser'sche Buchhandlung:					
		a. laut Verzeichniss vom 1. 5. 97. 5524 „ 88 „	2				
		b. Desgl. vom 31. 12. 97. 951 „ 96 „	3				
		an die Kasse sind direct gezahlt worden . . . 760 „ 43 „	4				
		zusammen 8412 M. 27 Pf.					
		Davon ab von obigen Resteinnahmen . . . . 1000 „ — „					
		bleiben Summa Tit. I.				7412	27
II		Vom Verkauf der Schriften:					
		Besser'sche Buchhandlung laut Schreiben vom 31. 12. 97.	5	1392			
		Summa Tit. II.				1392	—
III		An extraordinairen Einnahmen:					
	1	An Geschenken: Nichts.					
	2	An Vermächtnissen: Nichts.					
	3	An Zinsen von den im Depot befindlichen consolidirten Staatsanleihescheinen: 35 M. — Pf., 60 „ — „, 52 „ 50 „ und 37 „ 53 „					
		zusammen		185	03		
		Seitenbetrag		185	03	9987	68

Abschluss

Gesellschaft für das Jahr 1897.

Titel.	Capitel.	Ausgabe.	No. d. Beläge.	Special-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
		Vorschüsse:					
		Ausgabe-Reste:					
		1. J. F. Starcke hier, Druck etc. des 3. Hefts des 48. Bandes	1/2	1360	95		
		2. Ders., desgl. des 4. Hefts	3/4	1462	45		
		3. W. Pütz, Lithographie der Tafel 25 . .	5	77	50		
		Summa				2900	90
I		Für Herausgabe von Zeitschriften und Karten:					
	1	Für die Zeitschrift:					
		a. Druck, Papier, Buchbinderarbeit:					
		1. J. F. Starcke, hier, Druck etc. des 1. Hefts des 49. Bandes	6/7	1148	35		
		2. Ders., desgl. des 2. Hefts	8/9	1138	95		
				2287	30		
		b. Kupfertafeln, Lithographien etc.:					
		1. E. Ohmann, Zeichnung, Lithographie und Druck einer Tafel . 78 M. 25 Pf.	10				
		2. Ders., desgl. . . . . 68 „ 25 „	11				
		3. Ders., eine Kornzeichnung 10 „ — „	12				
		4. W. Pütz, Zeichnung und Lithographie v. 2 Taf. etc. 105 „ — „	13				
		5. M. Pütz, Federzeichnungen . . . . 33 „ 50 „	14				
		6. G. Hoffmann, Kartenzeichnungen . . . . . 42 „ — „	15				
		7. Dr. Volz in Breslau, 1 lithographische Tafel . 35 „ — „	16				
		8. Prof. Schlüter in Bonn, Auslage für Zeichnung einer Tafel . . . . . 25 „ — „	17/18				
		9. Alexander Nawratky, 6 Holzschnitte . . . . . 19 „ 75 „	19/20				
		10. Ders., 3 desgl. . . . . 10 „ 25 „	21/22				
		11. Dr. E. Beyer in Marburg, 6 Tafeln . . . . . . 210 „ — „	23/24				
		12. Wilhelm Oertel in Karlsruhe, Zeichnungen . . 10 „ — „	25/26				
		13. Carl Schütte, 1 Autotypie 20 „ 15 „	27				
		Seitenbetrag 667 M. 15 Pf.		2287	30	2900	90

Titel.	Capitel.	Einnahme.	No. d. Beläge.	Special- Summe. M	₰	Haupt- Summe. M	₰
III		Uebertrag		185	03	9987	68
	4	Erlös aus dem Verkauf von consolidirten Staatsanleihescheinen:					
		zum Nennwerth von 3000 M. = 3137 M. 55 Pf.	6				
		Desgl. von 3000 M. = 3092 „ 40 „	7				
		Desgl. von 1000 M. = 1037 „ 30 „	8				
		zusammen 7000 M.		7267	25		
		Summa Tit. III.				7452	28
		Summa der Einnahme				17439	96

Titel.	Capitel.	Ausgabe.	No. d. Beläge.	Special- Summe. M.	₰	Haupt- Summe. M.	₰
I	1 b	Uebertrag 667 M. 15 Pf.		2287	30	2900	90
		14. Carl Schütte, 2 Autotypien, siehe Pos. 22, Bel. 50/51 18 „ — „	28/29				
		15. Meisenbach, Riffarth u. Co., Autotypien, Photochemigraphien etc. . . 237 „ 15 „	30/39				
		16. Dies., Lichtdrucke . . 225 „ — „	40/41				
		17. Dies., Photochemigraphien . . . . 65 „ 80 „	42/43				
		18. Dies., desgl. . . . . . 6 „ 50 „	44				
		19. Dies., desgl. . . . . . 32 „ 15 „	45				
		20. Dies., desgl. . . . . . 126 „ 20 „	46/47				
		21. Dr. v. Ammon in München, Auslage für 2 Clichés . 12 „ 30 „	48/49				
		22. Prof. Boehm in Freiburg i. Br., Auslage für 8 Textfiguren und 3 Tafeln . . 41 „ — „ (siehe Pos. 14, Bel. 28/29)	50/51				
		23. C. Krapf in München, mikr. Zeichnungen . . 52 „ — „	52/53				
		24. Leopold Kraatz, 1 Karte 610 „ — „	54				
		25. W. Oertel in Karlsruhe, 4 Tafeln . . . . . . 95 „ — „	55/56				
		26. Karl Scharfenberger in Strassburg i. Els., 3 Zeichnungen . . . . . 7 „ — „	57/58				
		27. Hubert Köhler in München, 1 Höhenschichtenkarte . . . . 227 „ 40 „	59/60				
		28. Albert Frisch, 11 Lichtdrucktafeln . . . . . 814 „ — „	61				
				3236	65		
		Summa Tit. I.				5523	95
II		An Kosten für die allgemeine Versammlung.					
		1. J. F. Starcke, Druck von Mitheilungen des Vorstandes	62	14	—		
		Summa Tit. II.				14	—
II		Zu Anschaffungen für die Bibliothek.					
		1. Carlo Ferrari in Venedig, 1 Index . .	63/64	25	79		
		2. H. Wichmann, Büchereinbände	65	79	60		
		3. Ders., desgl.	66	36	50		
		Seitenbetrag		141	89	8438	85

Titel.	Capitel.	Ausgabe.	No. d. Beläge.	Special-Summe. M.	₰	Haupt-Summe. M.	₰
III		Uebertrag		141	89	8438	85
		4. A. Eichhorn, Aufziehen von Karten .	67	4	50		
		5. Ders., desgl.	68	2	50		
		Summa Tit. III.				148	89
IV		Sonstige Ausgaben.					
	1	An Bureau- und Verwaltungskosten:					
		1. Dr. Joh. Böhm, Honorar für 4 Quartale 1897 je 150 M.	69/72	600	—		
		2. Prof. Ebert, desgl. je 50 M.	73/76	200	—		
		3. Rechnungsrath Wernicke, desgl. für 1897	77	300	—		
		4. Museums-Aufseher Beyer, desgl. desgl.	78	75	—		
		5. E. Sieth, Remuneration für 1897 . .	79	15	—		
		6. J. F. Starcke, Druck von Adressen .	62	137	50		
		7. Ders., Druck von Mittheilungen . . .	80	14	50		
		8. A. Gahl, Schreibpapier	81	—	60		
		9. Emil Kaiser, 1 Gummistempel . . .	82	1	60		
		10. Reuter u. Siecke, Couverts.	83	3	—		
		11. Dies., Falzmappen	84	2	—		
		12. Geh. Oberbergrath Hauchecorne, Auslage für eine Kranzspende	85	12	—		
		13. C. Feister'sche Druckerei, Briefe zur Centennar-Feier	86	3	—		
		14. F. Vetter, Einladungen etc. zur Centennar-Feier	87	7	50		
		15. W. Berglein, Kanzleiarbeiten	88	1	30		
				1373	—		
	2	Porto und Botenlöhne:					
		1. Dr. J. Böhm, Portoauslagen 15 M. — Pf.	89				
		2. Derselbe, desgl. . . . 15 „ — „	90				
		3. Derselbe, desgl. . . . 15 „ — „	91				
		4. Prof. Ebert, desgl. . . 2 „ 10 „	92				
		5. Derselbe, desgl. . . . 2 „ 10 „	93				
		6. Derselbe, desgl. . . . 6 „ 60 „	94				
		7. Derselbe, desgl. . . . 2 „ 60 „	95				
		8. Rechnungsrath Wernicke, desgl. . . . . 18 „ 43 „	96				
		9. Derselbe, desgl. . . . 14 „ 40 „	97				
		10. Museumsaufseher Beyer, desgl. . . . . 16 „ — „	98				
		11. Derselbe, desgl. . . . 14 „ 42 „	99				
		12. Derselbe, desgl. . . . 20 „ 45 „	100				
		13. E. Sieth, desgl. . . . 6 „ 10 „	101				
		Seitenbetrag 148 M. 20 Pf.		1373	—	8587	74

Titel.	Capitel.	Ausgabe.	No. d. Beläge.	Special-summe. ℳ	₰	Haupt-summe. ℳ	₰
IV	2	Uebertrag 148 M. 20 Pf.		1373	—	8587	74
		14. E. Sieth, desgl. . . . 7 „ — „	102				
		15. Derselbe, desgl. . . . 5 „ 40 „	103				
		16. Derselbe, desgl. . . . 12 „ 40 „	104				
		17. Derselbe, desgl. . . . 16 „ 20 „	105				
		18. Derselbe, desgl. . . . 9 „ 20 „	106				
		19. Derselbe, desgl. . . . 6 „ — „	107				
		20. Derselbe, desgl. . . . 5 „ 70 „	108				
		21. Besser'sche Buchhandlung, desgl. . . . . . . 443 „ 75 „	109				
		22. Dieselbe, desgl. . . . 11 „ 60 „	2 E.[1]				
		23. Dieselbe, desgl. . . . 1 „ 35 „	3 E.				
				666	80		
	3	Ankauf von Staatspapieren:					
		Deutsche Bank, $3\frac{1}{2}$ % preuss Consols					
		zu 4000 M. . . . . 4180 M. 20 Pf.	110				
		zu 2000 M. . . . . 2088 „ 20 „	111				
		6000 M.		6268	40		
		Summa Tit. IV.				8308	20
V		Auf das Jahr 1898 übertragener Kassenbestand				544	02
		Summa der Ausgabe				17439	96

[1]) E = Einnahme-Beläge.

Vorstehende Rechnung ist von uns geprüft und mit den Belägen übereinstimmend gefunden worden.

Berlin, den 27. September 1898.

Dr. Carl Ochsenius. Dr. J. Romberg.

Verhandlungen der Gesellschaft.

1. Protokoll der November-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 9. November 1898.

Vorsitzender: Herr HAUCHECORNE.

Der Vorsitzende eröffnete die Sitzung mit herzlichen Worten der Begrüssung und dem Wunsche gedeihlicher, gemeinsamer Arbeit.

Das Protokoll der Juli-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr W. WUNSTORF, cand. rer. nat., Assistent an der kgl. Bergakademie in Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren v. KŒNEN, G. MÜLLER und SCHEIBE;

Herr Landrath v. BISMARCK in Naugard,
vorgeschlagen durch die Herren KEILHACK, WALTHER und ZIMMERMANN;

Herr P. LEHMANN, Realgymnasial-Director in Stettin,
vorgeschlagen durch die Herren KEILHACK, RAUFF und WAHNSCHAFFE.

Herr EBERT sprach über Harz-Moränen auf den Blättern Osterwiek und Vienenburg.

An der anschliessenden Discussion betheiligten sich die Herren WAHNSCHAFFE und G. MÜLLER.

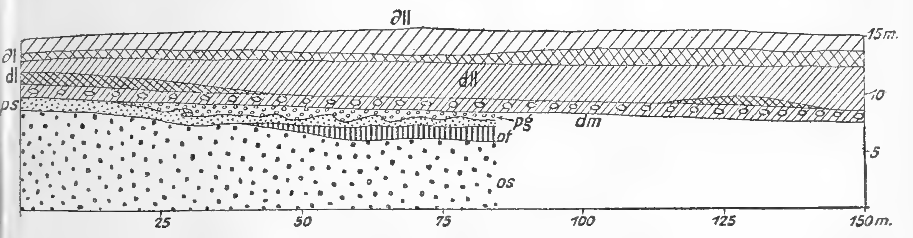
Herr WAHNSCHAFFE berichtete über das Vorkommen von Glacialschrammen auf den Culmbildungen des Magdeburgischen bei Hundisburg. Die von Herrn Oberlehrer Dr. HALBFASS-Neuhaldensleben in dem oberhalb Hundisburg gelegenen Steinbruche auf den Schichtoberflächen der gefalteten Grauwacke zuerst beobachteten Gletscherschrammen hat der Vortragende auf Wunsch dieses Herrn einer näheren Untersuchung unterzogen und dadurch festgestellt, dass ihre Richtung im Mittel von N. 43° O. nach S. 43° W. verläuft. Eine eingehendere Arbeit darüber wird im Jahrbuch der königl. preuss. geolog. Landesanstalt für das Jahr 1898 erscheinen.

An der Discussion nahmen Herr SCHEIBE und Herr ALTHANS Theil.

Herr KEILHACK sprach über das Auftreten zweier verschiedenalteriger Lösse in der Gegend von Altenburg und Meuselwitz.

In der städtischen Sandgrube an der Zeitzer Chaussee bei Altenburg beobachtete der Vortragende das nachstehende Profil,

Profil der städtischen Sandgrube in Altenburg.



∂ll = jüngerer Lösslehm; ∂l = jüngerer Löss; dll = älterer Lösslehm; dl = älterer Löss; dm = Geschiebelehm; pg = präglacialer Schotter; ps = präglacialer Sand; ot = oligocäner Thon; os = oligocäner Sand.

in welchem oligocäne Sande, Grande und Thone von gestauchten pliocänen oder präglacialen Schottern und einer etwa 1 m mächtigen Grundmoräne überlagert werden. Darüber folgt, in einer Länge von 150 m aufgeschlossen, eine bis $6^1/_2$ m mächtige Lössdecke, innerhalb deren zwei Lagen von kalkhaltigen, Lösskindel führenden Lössen über einander auftreten, welche in ihren oberen Theilen in verschiedener Mächtigkeit entkalkt und in Lösslehm verwandelt sind. In 7 je 25 m von einander entfernten verticalen Streifen wurde durch Betupfen mit Salzsäure die genaue Mächtigkeit der kalkhaltigen und kalkfreien Schichten festgestellt, und es ergaben sich die 7 folgenden Einzelprofile, die zusammen das im Bilde dargestellte Gesammtprofil ergaben.

Tabelle 1.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Jüngerer Lösslehm . .	1,30	1,40	2,0	2,0	1,65	1,50	1,50
Jüngerer Löss . . .	0,75	1,0	0,65	1,0	1,25	1,80	1,30
Aelterer Lösslehm .	0,75	1,40	3,0	2,90	3,50	2,60	3,50
Aelterer Löss . . .	1,50	1,40	—	—	—	0,50	—
Gesammtmächtigkeit	4,30	5,20	5,65	5,90	6,40	6,40	6,30

Aus dem Umstande, dass die Verwitterungsrinde des älteren Löss z. Th. die doppelte Mächtigkeit des jüngeren besitzt, kann

man schliessen, dass der Zeitraum, der zwischen der Ablagerung beider Lösse verstrichen ist, grösser gewesen sei, als der seit der Ablagerung des jüngeren Löss bis heute verstrichene. Dass man es hier nicht mit einem vereinzelten Vorkommen zu thun hat, wird durch den Umstand bewiesen, dass auch in zwei grösseren Lössaufschlüssen südlich von der Stadt Meuselwitz ganz ähnliche Verhältnisse sich beobachten lassen. In einem Aufschlusse im oberen Theile des Dorfes Nissma wurde von oben nach unten beobachtet:

Lösslehm 1,40 m } jüngerer Löss.
kalkhaltiger Löss 0,60—1 m }
Lösslehm 0,40—0,80 m = älterer Löss.

Die untere Grenze des Löss war in diesem Aufschlusse nicht zu sehen. Gegenüber dem Gasthofe in Zettweil, 6 km südlich von Meuselwitz, beobachtete der Vortragende das folgende Profil:

Lösslehm 1—1,3 m } jüngerer Löss.
Löss 1,6—1 m }
Lösslehm bis zur Sohle der Grube 1,2 m = älterer Löss.

In allen 3 Fällen handelt es sich bei dem jüngeren Lösse um einen normalen Löss, nicht etwa um einen durch Umlagerung entstandenen Gehängelöss.

In der Altenburger Grube betrug der Kalkgehalt sowohl des jüngeren wie des älteren Löss 10 pCt., und eine mechanische Analyse der beiden dort auftretenden Lösslehme und Lösse sowie des Geschiebelehmes ergab das folgende Resultat:

(Siehe die nebenstehende Tabelle 2.)

Durch diese Beobachtungen wird die im Mittel- und Oberrhein-Gebiete beobachtete Zweigliederung des Löss auch für den norddeutschen Randlöss wahrscheinlich gemacht und damit die Parallelisirung der einzelnen Glacialablagerungen beider Gebiete wesentlich erleichtert. Nach den im Altenburgischen gemachten Beobachtungen hält es der Vortragende für möglich, diese beiden Lösse auch in der kartographischen Darstellung mit Hülfe tieferer Bohrungen aus einander zu halten.

In der Discussion bemerkte Herr Dr. Fiebelkorn, dass ihm ganz ähnliche Erscheinungen aus der Gegend von Teuchern bei Weissenfels bekannt wären. Herr Prof. Wahnschaffe sprach aus, dass auch im Gebiete der Magdeburger Börde das Auftreten gleicher Erscheinungen nicht ausgeschlossen wäre.

Tabelle 2.

	Grand über 2 mm	Sand					Thonhalt. Theile		Summa
		2—1 mm	1—0,5 mm	0,5—0,2 mm	0,2—0,1 mm	0,1—00,5 mm	Staub 00,5 —0,01 mm	Feinstes unter 0,01 mm	
Jüngerer Lösslehm	0,0	3,2					96,8		100,0
		0,0	0,0	0,4	0,8	2,0	42,0	54,8	
Jüngerer Löss	0,0	8,8					91,2		100,0
		0,0	0,2	0,2	0,4	8,0	45,6	45,6	
Aelterer Lösslehm	0,0	9,6					90,4		100,0
		0,0	0,4	1,2	1,2	6,8	46,4	44,0	
Aelterer Löss	0,0	9,0					91,0		100,0
		0,0	0,2	0,2	0,6	8,0			
Geschiebelehm	2,8	55,4					41,8		100,0
		3,0	9,2	18,0	17,0	8,2			

Herr G. MÜLLER sprach über das Vorkommen von *Inoceramus involutus* Sow. im Quader des Gläsernen Mönchs und der Thekenberge bei Halberstadt.

F. A. RÖMER[1]) erwähnt zuerst das Auftreten von *Inoceramus involutus* Sow. im Quader des Gläsernen Mönchs bei Halberstadt. SCHLÜTER[2]) glaubte jedoch, dass derselbe aus den liegenden sandigen Mergeln stamme, welche auf der EWALD'schen Karte als Salzbergmergel bezeichnet sind. DAMES[3]) stellte später fest, dass der echte *I. involutus,* zweifellos aus dem Quader herrührend, in der Sammlung des naturhistorischen Museums liege und als solcher schon von KUNTH erkannt sei. Wenn nun auch damit das Vorhandensein des echten *I. involutus* im Quader der Halberstadt-Quedlinburger Mulde zweifellos erwiesen war, so waren es immerhin nur vereinzelte Funde, welche die Auffassung nicht ausschlossen, dass das eigentliche Lager dieser Art tiefer zu suchen sei. Den eifrigen Bemühungen der Herren Prof. ZECH und Hofapotheker MAACK in Halberstadt ist es nun in neuerer Zeit gelungen, in den Steinbrüchen der Thekenberge und am Glä-

¹) Norddeutsches Kreidegebirge, p. 61.
²) Palaeontographica, XXIV, p. 273.
³) N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 176.

sernen Mönch zahlreiche Exemplare von *I. involutus* Sow. und diesem nahestehende Formen zu sammeln. Ausserdem liegt in der Sammlung des Naturhistorischen Vereins zu Halberstadt eine sehr grosse, wenn auch mässig erhaltene linke Klappe derselben Art aus den Steinbrüchen der Spiegelsberge. Durch diese Funde ist das Lager dieser äusserst charakteristischen Form endgültig festgestellt. Sie ist am Harzrand das Leitfossil für die höheren Emscherschichten, geht jedoch nach dem Zeugniss von Dames[1]) noch in ganz vereinzelten und kleinen Exemplaren in den Salzbergmergel hinauf. Wenn an anderen Orten *I. involutus* mit Formen der tieferen Emscherschichten zusammen aufgezählt wird, so z. B. von Lüneburg, wo er mit *I. digitatus* Sow. und *I. percostatus* G. Müll. zusammen vorkommen soll, so mag dies daran liegen, dass man nicht genau beachtet hat, wie die einzelnen Formen vorkommen. Dieses wird allerdings dann stets Schwierigkeiten machen, wenn, wie bei Lüneburg, die Mächtigkeit des Emschers eine verhältnissmässig geringe ist.

In den Eisenstein-Conglomeraten von Ilsede ist bis jetzt *I. involutus* nicht gefunden. Dies dürfte daran liegen, dass wir bei Ilsede die Grenzschichten der Zone des *Ammonites Margae* in den Eisenstein- und Kalk-Conglomeraten zu suchen haben, in denen *Inoceramus Haenleini* G. Müll. und *I. Schroederi* G. Müll. die Formen *I. percostatus* G. Müll. und *I. involutus* Sow. ablösen. Die hangenden Mergel dürften das Aequivalent der Salzbergmergel sein. In der Quedlinburg-Halberstädter Mulde werden dagegen die s. Z. von Beyrich ausgeschiedenen „Sande um Münchenhof“ dem Salzbergmergel entsprechen, eine Annahme, welche durch die von Dames[2]) veröffentlichte Bohrung auf dem Gute Münchenhof höchst wahrscheinlich gemacht ist.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Hauchecorne. Beyschlag. J. Böhm.

---

[1]) N. Jahrb. f. Min., 1890, I, p. 181.
[2]) l. c., p. 183.

2. Protokoll der December-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. December 1898

Vorsitzender: Herr BERENDT.

Der Vorsitzende legte ein Schreiben von Herrn FORIR, General-Secretair der Société géologique de Belgique vor, worin derselbe nachträglich die herzlichsten Glückwünsche dieser Gesellschaft zur 50jährigen Jubelfeier der deutschen geologischen Gesellschaft übermittelt.

Das Protokoll der November-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. E. RAMANN, Professor an der kgl. Forstakademie zu Eberswalde,
vorgeschlagen durch die Herren REMELÉ, HAUCHECORNE und BERENDT;

Herr JOSEF KNETT, Stadtgeologe von Carlsbad, Sprudelsalzwerk,
vorgeschlagen durch die Herren BERENDT, EBERT und SCHEIBE.

Der Vorsitzende legte die für die Bibliothek der Gesellschaft eingegangenen Bücher und Karten vor.

Herr JAEKEL sprach über die Acanthodier.

Herr LORETZ sprach über Unterscheidungen im Lenneschiefer, welche er bei Gelegenheit seiner Arbeiten für die kgl. preuss. geologische Landesanstalt auf den Messtischblättern Iserlohn, Hohenlimburg und Hagen grösstentheils schon kartographisch durchgeführt hatte. Es werden zwei Stufen unterschieden. Im Gebiete der älteren ist eine durch Verwitterung bewirkte Röthung, welche die thonschieferigen und schieferthonigen Zwischenlagen der festen Grauwacken-Sandsteinbänke mehr noch als diese letzteren ergriffen hat, eine sehr verbreitete Erscheinung. Da die zur Röthung neigenden Schichten im frischen Zustande vielfach eine schwach grünliche Färbung besitzen, so entsteht ein einigermaassen buntes Ansehen des anstehenden, wie des zerfallenen Gesteins. Keineswegs aber erstreckt sich dieses Verhalten auf alle zu dieser Stufe zu ziehenden Schichtenfolgen. Versteinerungen finden sich hier besonders in einzelnen Lagen angehäuft,

während sie in der grossen Masse der Schichten fehlen oder selten sind. Die bei einer früheren Gelegenheit[1]) vorgelegten, z. Th. neuen Versteinerungen entstammen alle dieser älteren Stufe. Im Gebiete der jüngeren Stufe fehlen jene bunten Töne und Verfärbungen fast ganz. Das Gestein hat hier ein einförmigeres, dunkleres Ansehen; es bricht im Ganzen genommen etwas dünner und ebenflächiger als das Material der älteren Gruppe, welches in zerfallenem Zustande oft in unregelmässig scholligen Formen erscheint. Petrefacten sind in den Schichten der jüngeren Gruppe ziemlich häufig, namentlich finden sie sich in kalkhaltigen Bänken und förmlichen Kalkzwischenlagern angehäuft, die sich vielfach als Korallenkalk erweisen und in verschiedenen Horizonten wiederholen. Im Gegensatze hierzu ist die ältere Stufe fast kalkfrei.

Die im bezeichneten Gebiete durchgeführte Trennung in zwei Gruppen oder Stufen dürfte im Allgemeinen mit derjenigen übereinstimmen, welche bereits von WALDSCHMIDT[2]) für die Gegend von Elberfeld und Barmen aufgestellt worden ist. Jene untere oder ältere Gruppe würde WALDSCHMIDT's „Grauwacken-Sandstein“ sein; der „Grauwacken-Thonschiefer“ von Elberfeld-Barmen dagegen würde nur einen Theil derjenigen grösseren Schichtenfolge darstellen, welche vom Vortragenden in der oberen oder jüngeren Stufe auf dem Blatte Iserlohn eingeordnet ist. Hier nämlich erlangt die letztere eine erhebliche Ausbreitung, verbunden mit grösserer Vollständigkeit der Schichtenreihe, während umgekehrt auf den Blättern Hohenlimburg und Hagen das von der jüngeren Stufe eingenommene Areal im Vergleich zu dem der älteren Gruppe nur klein ist und auch nur gewisse Theile der zugehörigen Schichtenfolge enthält. Am meisten Aehnlichkeit mit den Verhältnissen bei Elberfeld-Barmen bietet das Blatt Hohenlimburg, wo die obere Stufe vom Lennethal ab südwestwärts nach dem Volmethal hin (nicht ganz bis zu diesem) in einem schmalen, mehrfach von Querverwerfungen betroffenen Streifen zwischen Elberfelder Kalk und unterer Stufe hinzieht, wobei sie gegen beide mit Verwerfung abgesetzt ist. Auch sonst wird die Grenze zwischen den beiden Stufen im Bereiche der drei Blätter meisthin von Verwerfungen gebildet.[3])

---

[1]) Dieser Band, Protokolle, p. 12 ff.

[2]) Die mitteldevonischen Schichten des Wupperthales bei Elberfeld und Barmen. 1888.

[3]) Sehr deutlich ist eine solche Verwerfung vor einigen Monaten durch Verbreiterung des Bahnhofs Milspe aufgeschlossen worden. Der Anschnitt zeigt rechts die Schichten der älteren, links die der jüngeren Stufe, letztere mit eingelagertem Kalk. Die NW.—SO. laufende Verwerfung trennt den südwestlichen Winkel des Blattes Hagen, der von z. Th. kalkigen Grauwacken - Schiefern (darin *Atrypa reticularis* var.

Bei Eilpe jedoch, oberhalb Hagen, im Volmethale und Selbeckethale, erscheint nach der Ansicht des Vortragenden an verschiedenen Stellen die jüngere Stufe in Auflagerung auf der älteren. Schreitet man in jener in's Hangende vor, so gelangt man bald auf Kalkeinlagerungen, welche *Cyathophyllum quadrigeminum* und *C. caespitosum*, Favositen, Stromatoporen, sehr wahrscheinlich auch *Stringocephalus Burtini* u. a. m. enthalten, während in den einschliessenden Schiefern *Atrypa aspera, Athyris concentrica, Spirifer* sp. *(mediotextus?)* u. a. m. vorkommen; es werden das dieselben Schichten sein wie die in der Anmerkung erwähnten bei Milspe. Weiter aufwärts schneidet jedoch bald eine Verwerfung diese Gruppe gegen den Elberfelder Kalk ab.

Höhere Schichtenfolgen der jüngeren Stufe erscheinen auf Blatt Iserlohn, wo dieselbe, wie gesagt, eine grosse Verbreitung gewinnt; schon von der Ostseite des Lennethales ab, zwischen Grüne und Nachrodt (noch auf Blatt Hohenlimburg), streicht diese Gruppe in viel grösserer Breite aus als westwärts von dem genannten, hier mit einer Querverwerfung zusammenfallenden Thale. Die ältere Stufe bleibt auf dem Blatte Iserlohn auf dessen südwestlichen Theil beschränkt und grenzt längs Störungslinien[1]) an die jüngere; diese verbreitet sich von da ab anhaltend nordwärts bis zu dem Rande des Lenneschiefer-Gebirges an der Basis des Elberfelder Kalkes bei Iserlohn, Westig u. s. w. und ostwärts auf Blatt Balve hinüber. Das Vorherrschen der jüngeren Schichten in dieser Gegend, im Gegensatze zu dem umgekehrten Verhalten weiter westlich, steht im Einklang mit der grossen, nordostwärts einsinkenden Sattelbildung im Lenneschiefer-Gebirge zwischen

---

aspera, Avicula reticulata u. a. m.) und eingelagerten Korallenkalkbänken (darin *Cyathophyllum quadrigeminum* u. a. m.) bei Milspe eingenommen wird (vgl. WALDSCHMIDT, a. a. O., p. 34 u.), von den nach N. und O. sich anschliessenden Schichten der älteren Stufe; letztere reicht längs der ganzen Enneper Strasse, auf Blatt Hagen (mit Ausnahme einer kleinen Stelle bei Kückelhausen) bis an den nordwestlichen Verwerfungsrand des Lenneschiefer-Gebirges und ist hier vom flötzleeren Sandstein nur durch ganz schmale, widersinnig einfallende Schollen von Elberfelder Kalk, Oberdevon und Culm getrennt; entsprechend ist auch in dem angrenzenden Lenneschiefer-Gebirge auf beträchtliche Breite das Einfallen vorherrschend südöstlich, während es auf den weiter östlich folgenden Kartensectionen Hohenlimburg und Iserlohn in den Gebirgspartien längs dem nordwestlichen Rande vorwiegend nordwestlich bis nordnordwestlich ist

[1]) Auf einer derselben, am Bräkerkopf, ist ein Vorkommen von Bleiglanz und Kupferkies, welches zu Bergbau Anlass gab, jedoch nicht ausgiebig war. —

Weiter östlich auf Blatt Iserlohn beobachtete Vortragender nur noch bei Dahle, längs einer sonst ganz innerhalb der jüngeren Stufe verlaufenden Verwerfung das Hervortreten einer grösseren Scholle von Schichten, die der älteren Stufe angehören.

Deilinghofen und Balve, welche auf den vorhandenen geologischen Karten sofort in's Auge fällt.

Als leicht wiederzuerkennender Horizont innerhalb der oberen Stufe kann eine Folge von ebenschichtigen, ursprünglich wohl etwas carbonathaltigen Bänken und Platten dienen, welche beim Verwittern eine recht auffällige gelbe Farbe annehmen, wie sie sonst im Lenneschiefer-Gebirge kaum vorkommt, mindestens ungewöhnlich ist. Diese Schichten sind besonders gut bei Evingsen und bei Ihmert (Blatt Iserlohn) aufgeschlossen und könnten nach einem dieser Orte benannt werden. Einen mehrfach von Störungen betroffenen und verschobenen Zug derselben hat der Vortragende von der genannten Gegend ab nordwestwärts über Lössel und Pillingsen bis zum Lennethal bei Nachrodt verfolgen können. Ausserdem kommen weiter nördlich auf Blatt Iserlohn im Gefolge von streichenden Verwerfungen Wiederholungen dieser Schichten vor; streckenweise sind sie bei ihrer leichten Verwitterung vom härteren Grauwackenschieferschutt verhüllt und nur durch ihr charakteristisches Aussehen in einzelnen Bruchstücken noch zu erkennen. Sie enthalten hier und da Versteinerungen. Eine starke Kalkbank liegt bei Evingsen an der Basis der gelb verwitternden Schichten; nach dem Lennethal hin findet sich eine entsprechende Kalkbank von solchen gelben Schichten über- und unterlagert. In dem Kalk wurde an verschiedenen Punkten *Cyathophyllum quadrigeminum* gefunden. Er dürfte jedoch im Schichtenprofil noch etwas höher liegen als die dasselbe Fossil führenden Kalkbänke bei Eilpe. (Wahrscheinlich nämlich besteht eine durch Störungen bedingte Lücke im Profil, so dass wir keinen directen Anschluss der dortigen Schichten an die auf Blatt Iserlohn haben.)

Aufwärts von den gelben Schichten herrschen einförmige Grauwackenschiefer bis zur oberen Grenze des Lenneschiefer-Gebirges bei Iserlohn, Westig u. s. w. Als Einlagerung von Korallenkalk zwischen jenen Schiefern sind besonders zwei Bänke, und zwar in der hangendsten Partie, zu verzeichnen; die am leichtesten nachzuweisende obere dieser Bänke ist das sog. „zweite Kalklager" des dortigen Galmeibergbaues. Die Hemer-Berge, südlich von Westig, bilden vielleicht, von einer Wiederholung jener gelben Schichten ab aufwärts, bis zu der oberen Lenneschiefergrenze, eine einfache, normale Schichtenfolge.

Was die ältere Stufe betrifft, so hat bei den Schichtenwiederholungen, welche im Gefolge von Sattel- und Muldenbiegungen, sowie streichenden Verwerfungen stehen, Vortragender kein genaueres Profil aufstellen, auch keine weiteren Unterabtheilungen bewirken können. Doch erwies sich die Aussonderung der Versteinerungen führenden Schichten von Eileringsen auf der Karte als ausführbar.

Herr ZIMMERMANN (Berlin) sprach über Trockenrisse und Netzleisten im Mittleren Muschelkalk von Rüdersdorf.

Die Netzwerke von Rissen, die beim Austrocknen von thonigen Feldern, von Regenpfützen in Lehmgruben und auf Wegen u. s. w. entstehen, sind eine allbekannte Erscheinung; dass solche Trocknungs- oder Trockenrisse auch fossil vorkommen, in Gestalt ihrer Ausgüsse als „Netzleisten" auf der Unterseite der Deckplatten, ist den Geologen ebenfalls bekannt genug, wird aber in Lehrbüchern nicht oder nur nebenbei erwähnt. Nicht ganz so bekannt dürfte sein, dass die oberste, trockenste Lage der durch die Risse zerborstenen Schlammschicht sich von ihrer feuchteren Unterlage häufig abhebt und dann von Wind und neu hinzutretenden Wellen als Geröll fortgeführt werden kann, ohne im Wasser wieder leicht zu Brei zu zerfliessen. Derartige Gerölle kommen ebenfalls fossil vor: die meisten „Thongallen", z. B. im Buntsandstein, dürften hierher gehören.

Da Trockenrisse (und demnach auch die genannten Thongallen) nicht bei dauernder Wasserbedeckung entstehen können, so kennzeichnen sie in ausgezeichneter Weise die festländischen, höchstens noch die littoralen, keineswegs die rein marinen Bildungen.

Es wäre deswegen von Werth, die Formationen und Schichten zu kennen, in denen Netzleisten und Thongallen vorkommen; doch ist eine systematische Zusammenstellung nach Formationen und Fundorten (nach verticaler und horizontaler Verbreitung) bisher wohl noch nicht erfolgt. Am bekanntesten (aus Deutschland) sind die (auch einmal als fossile Schwämme unter dem Namen *Sickleria* beschriebenen) Netzleisten im *Chirotherium* - Sandstein (obersten Mittelbuntsandstein), ganz gleiche kommen auch in den Fährtensandsteinen des Rothliegenden und Mittleren Keupers vor. Als Gesteine mit Netzleisten sind bisher nur entweder Wechsellagerungen von Sandsteinen mit Letten oder Schieferthonen, oder auch Wechsel von Letten mit Letten bekannt.

Petrographisch und stratigraphisch kommen nun als neu hinzu die von mir bei Rüdersdorf in dünnplattigen Muschelkalkmergeln gefundenen Netzleisten. Der Fundort ist jene Kiesgrube rechts an der Strasse vom Bahnhofe nach dem Orte Rüdersdorf, welche z. Z. die schöne und mächtige Localmoräne, zumeist aus Trochiten- und Nodosen-Kalkstücken bestehend, darbietet. In der Sohle dieser Grube stehen dünn- und ebenschieferige Mergel und darüber dickbankige Kalke an, die wahrscheinlich dem Mittleren Muschelkalk und dem Trochitenkalk zugehören. In erstgenannten dichten Mergeln fanden sich also die Netzleisten, bestehend aus einem gröberen, mehr sandartigen Kalk. Sie beweisen also nach dem oben Gesagten, in Verbindung mit der Thatsache, dass der

Mittlere Muschelkalk auch Gyps- und Salzlager führt (wenn auch nicht bei Rüdersdorf selbst zu Tage streichend), dass die Bildungsstätte dieser Schichtenstufe nicht ein wirkliches Meer, sondern ein zeitweise oder streckenweise ganz austrocknender Salzsumpf geworden war. Wie leicht das möglich war, bekundet auch die in den Schaumkalken an der Basis des Mittleren Muschelkalkes schon früher von Eck erwähnte, auch jetzt wieder, z. B. in der merkwürdigen Glacial-Erosionsschlucht am Ostrande des Alvenslebensbruches, so häufig und ausgezeichnet zu beobachtende Schrägrichtung (discordante Parallelstructur), eine Flachwasserbildung, die übrigens auch im thüringischen Schaumkalk sehr häufig ist.

Da im Mittleren Muschelkalk auch „Zellendolomite“ („Kastendolomite“) sehr häufig sind, eine befriedigende Erklärung aber von der Entstehung dieser auch im deutschen Zechstein und Keuper sehr verbreiteten Gesteine noch nicht gegeben ist, drängt sich angesichts der Rüdersdorfer Funde die Frage auf, ob nicht mindestens ein Theil der Zellendolomite mit ursprünglichen Austrocknungsrissen in Verbindung zu bringen ist.

Die Rüdersdorfer Mergel müssen, da sie eben zur Trockenrissbildung fähig waren, als feiner, zäher Schlamm sich gebildet haben. Dass dieser — bei der für Mittleren Muschelkalk gerade bezeichnenden Fossilienarmuth — wohl nicht detritogen ist, halte ich für wahrscheinlich; dass feinste Kalkpartikeln sich auch chemisch niederschlagen können und dass dies in Salzseen vielleicht besonders leicht möglich ist, halte ich nicht für ausgeschlossen, mindestens möchte ich vor Annahme eines Dogmas der ausschliesslich organogenen, bezw. detritogenen Kalkkarbonatbildung warnen.

Herr Fiebelkorn bemerkte, dass die Fossilienarmuth im Mittleren Muschelkalk kein Beweis dafür ist, dass dieser Horizont eine Salzseebildung darstellt. Bei dem Dolomitisirungs-Vorgange werden die Petrefacten gewöhnlich zerstört. Unsere meisten dolomitischen Kalke und Dolomite sind fossilienarm oder -leer.

Herr Jaekel betonte gegenüber einer Bemerkung des Vorredners, dass der Schaumkalk nicht als sandiger Kalk aufzufassen sei, sondern nach der Feststellung von Eck Oolithkörner enthielt, deren leichtere Auslaugung die poröse Structur veranlasst.

Im Uebrigen erkannte derselbe die Deutung der vorgelegten Erscheinungen als „Trockenriss-Netzleisten“ an.

Herr PHILIPPI hielt die Kalke und Dolomite des Mittleren Muschelkalks im Wesentlichen für detritogen, fasste aber die Möglichkeit in's Auge, dass bei einer die Bildung des Mittleren Muschelkalks begleitenden Hebung ältere Kalksedimente zerstört wurden und so wenigstens einen Theil des Detritus-Materials lieferten.

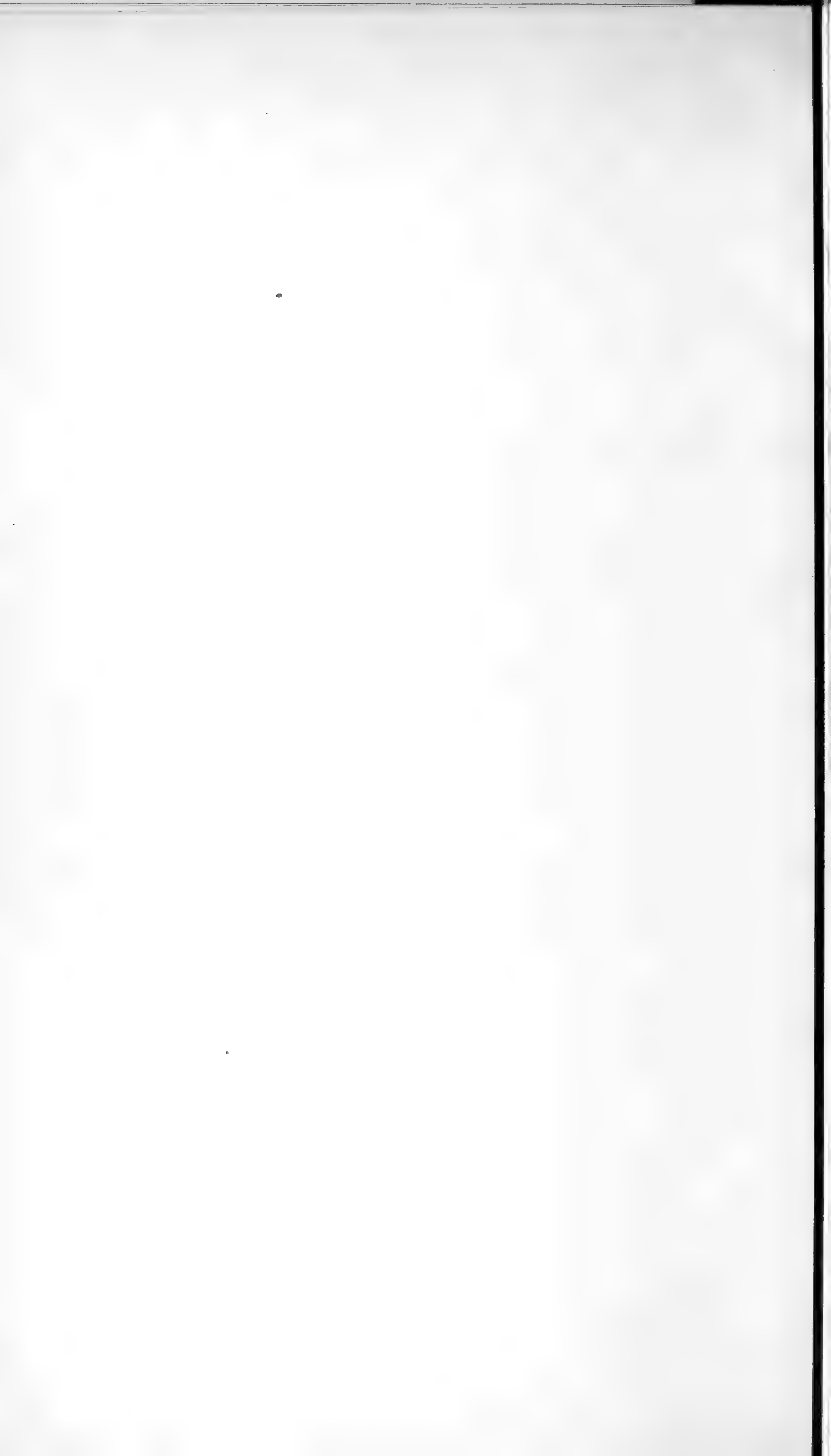
Demgegenüber hielt Herr ZIMMERMANN an der ursprünglichen Fossilarmuth fest, weil in einem Salzsumpf keine reiche Fauna gelebt haben könne, geschweige denn eine so reiche, dass ihre Reste gesteinsbildend werden könnten. Uebrigens habe er unter Kalksandstein einen Sandstein verstanden, dessen Körner aus Kalk (mit oder ohne concentrische Schalenbildung) bestünden.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BERENDT. SCHEIBE. J. BÖHM.

Druck von J. F. Starcke in Berlin.



REGISTER

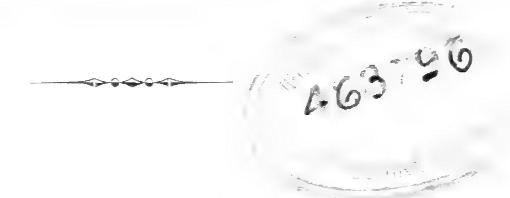
der

Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft

für die Bände 1—50 (1848—1898).

Ein Namen-, Sach- und Orts-Verzeichniss

der darin enthaltenen Abhandlungen, Briefe u. Protokolle.


A63-96

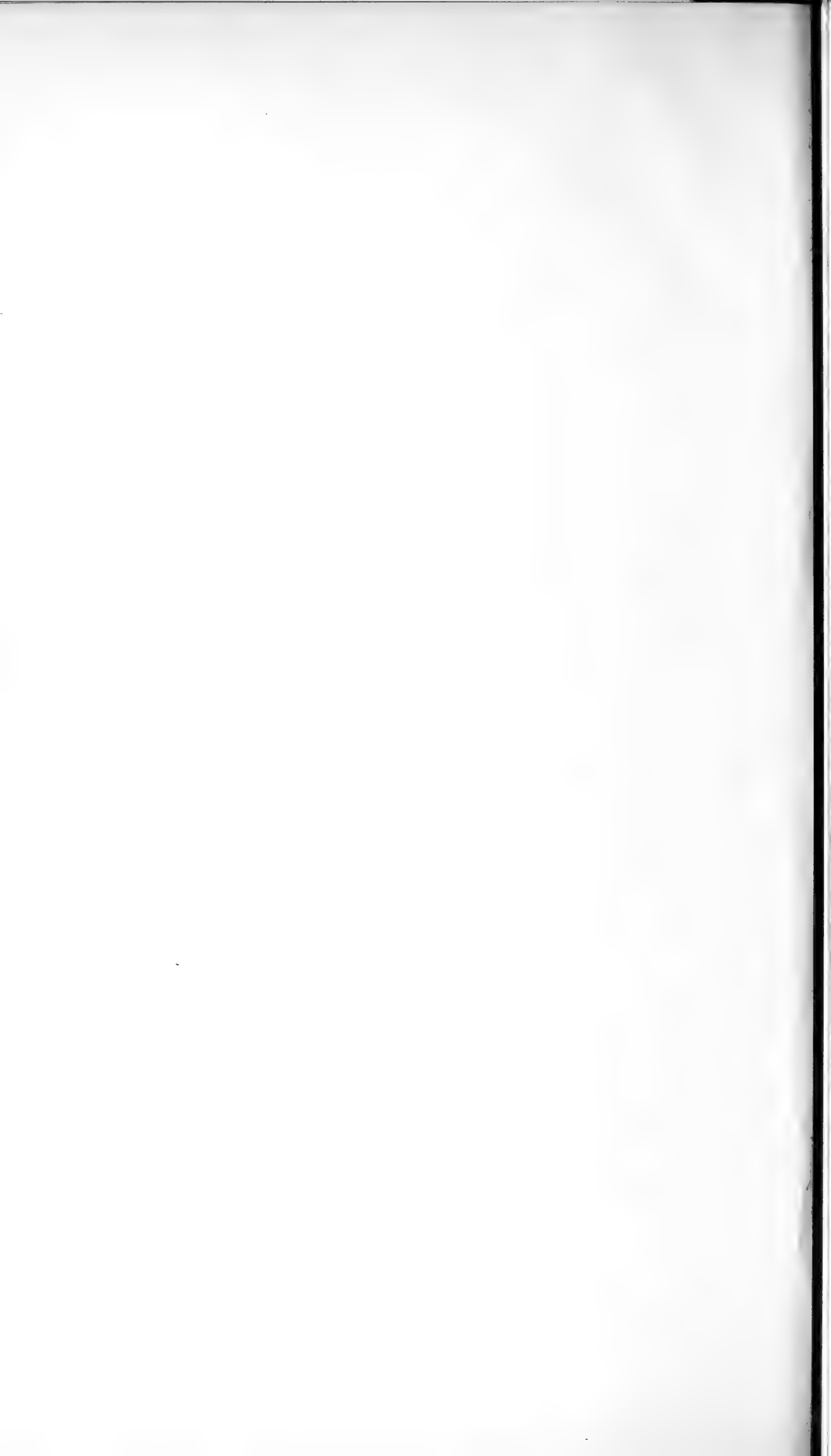
Berlin 1903.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger, G. m. b. H.

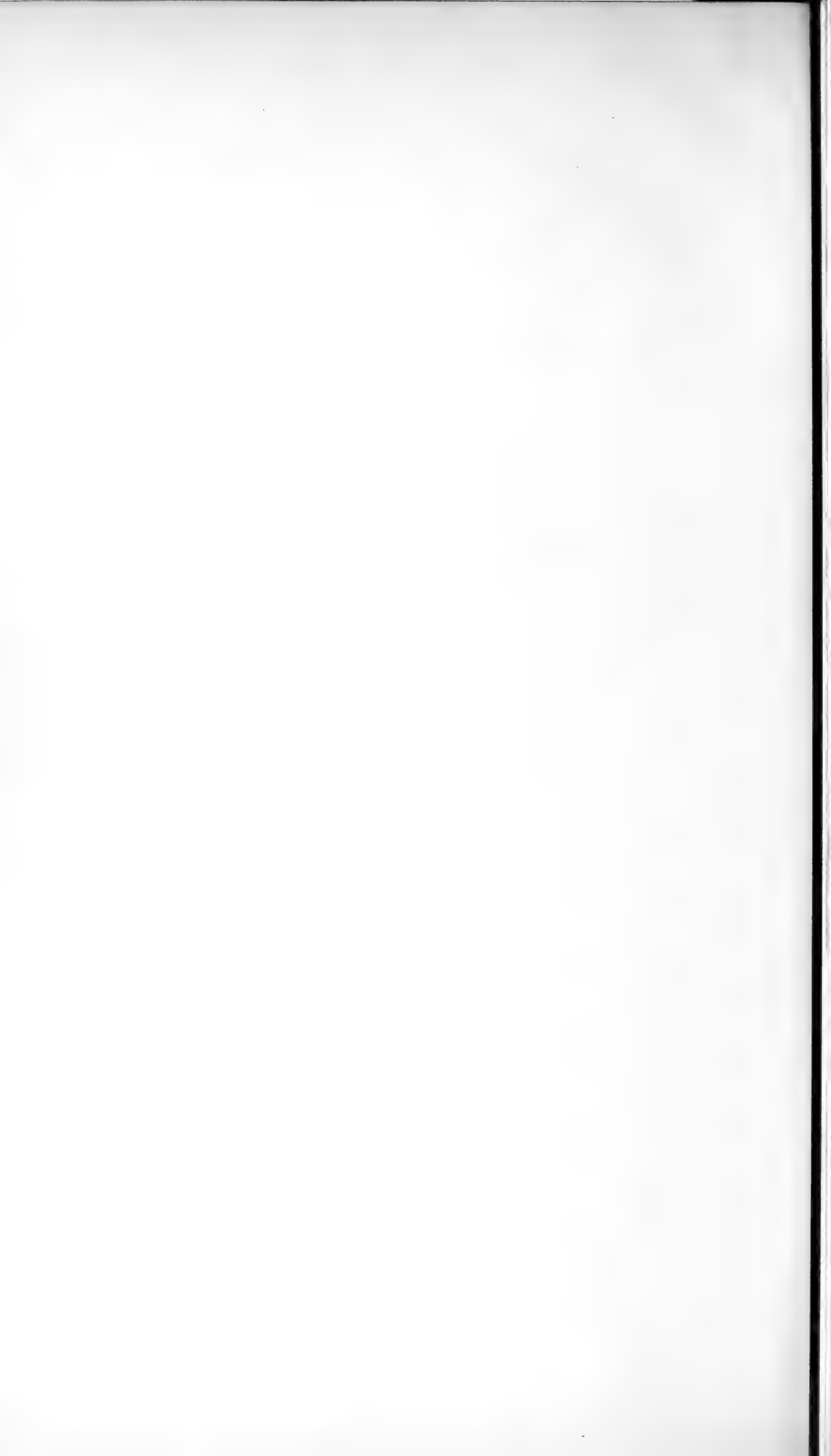
Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

SW. Kochstrasse 53.



Inhaltsübersicht.



I. Namenregister.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* briefliche Mittheilung, *P.* Protokoll der mündlichen Verhandlungen. — Die erste fettgedruckte Ziffer giebt den Band, die andere die Seite an.

Bargatzky, A., Stachyodes, eine neue Stromatoporide. *A.* — **33**. 688.
Barrois, Ueber die auf dem VIII. internationalen Geologen-Congress in Aussicht genommenen Excursionen. *P.* — **50**. 75.
Barth, Das Zinkbergwerk bei Torre la Vega in Spanien. *P.* — **14**. 5.
— Der Kilimandjaro. *P.* — **14**. 236.
— Steinsalz in Afrika. *P.* — **16**. 186.
Bauer, M., Mineralogische Mittheilungen. *A.* — **24**. 385.
— Ueber Seebachit. *P.* — **25**. 351.
— Mineralogische Mittheilungen. *A.* — **26**. 119.
— Ueber einen Rauchtopas vom Galenstock. *P.* — **26**. 210.
— Ueber Roselith, Adular, Moosachat, Bleiglanz, Hygrophilit. *P.* — **26**. 363.
— Ueber Kjerulfin. *P.* — **27**. 230.
— Ueber Tschermakit. *P.* — **27**. 235. 260.
— Ueber die Krystallform des Speiskobalts. *P.* — **27**. 245.
— Ueber Axendispersion. *B.* — **27**. 949.
— Mineralogische Mittheilungen. *A.* — **30**. 283.
— Die Krystallform des Cyanits. *A.* — **31**. 244.
— Ueber die Auffindung von mittlerem Lias am Südabhange des grossen Seeberges bei Gotha. *B.* u. *P.* — **31**. 782. 804.
— Dioptas aus den Cordilleren bei Chili. *A.* — **32**. 714.
— Nochmals die Krystallform des Cyanits. *A.* — **32**. 717.
— Das diluviale Diatomeenlager aus dem Wilmsdorfer Forst bei Zinten in Ostpreussen. *A.* — **33**. 196.
Baumhauer, H., Ueber künstliche Kalkspath-Zwillinge. *P.* — **31**. 638.
— Ueber künstliche Zwillinge am chromsauren und schwefelsauren Kali durch Temperaturerhöhung. *P.* — **35**. 639.
Baur, Erläuterungen zu den Profilen des linksrheinischen Gebirges. *A.* — **1**. 466.
Beaumont, E. de, Ueber die vulcanischen und metallischen Ausströmungen mit Bemerkungen von Rammelsberg. *A.* — **2**. 388.
Beck, R., Das Oligocän von Mittweida mit besonderer Berücksichtigung seiner Flora. *A.* — **34**. 735.
— Beiträge zur Kenntniss der Flora des sächsischen Oligocäns. *A.* — **38**. 342.
— Ueber Amphibolitisirung von Diabasgesteinen im Contactbereich von Graniten. *P.* — **43**. 257.
— Das Rothliegende des Plauenschen Grundes. *P.* — **43**. 767.
— Ueber die corrodirende Wirkung des Windes im Quadersandsteingebiete der sächsischen Schweiz. *A.* — **46**. 537.
— und Weber, C. A., Ueber ein Torflager im älteren Diluvium des sächsischen Erzgebirges. *A.* — **49**. 662.
Becker, A., Ueber Olivinknollen im Basalt. *A.* — **33**. 31.
— Schmelzversuche mit Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen. *A.* — **37**. 10.
— E., Beryll bei Striegau. *B.* — **19**. 736.
— Ueber fisch- und pflanzenführende Mergelschiefer des Rothliegenden in der Umgegend von Schönau in Niederschlesien. *A.* — **21**. 715.
— H., Lecco und die Grigna. *B.* — **49**. 690.
Behm, *Ammonites tumidus* mit Krystallen von Bleiglanz und Quarz im Innern. *P.* — **2**. 284.
— Tertiärschichten bei Stettin. *B.* — **6**. 270.
— Die Tertiärformation von Stettin. *A.* — **9**. 323.
— Die Tertiärformation von Stettin. *A.* — **15**. 430.
— Ueber die Bildung des unteren Oderthals. *A.* — **18**. 777.
Behrendsen, O., Die jurassischen Ablagerungen von Lechstedt bei Hildesheim. *A.* — **38**. 1.

Beyrich, E., Ueber die geognostische Karte von Schlesien. *A.* — **1.** 41. *P.* — **1.** 400.
— Ueber versteinerungsführende Thonlagen bei Fürstenwalde und Pietzpuhl. *P.* — **1.** 85.
— Ueber eine geognostische Karte von Quedlinburg. *P.* — **1.** 247.
— Ueber die Kreideformation zwischen Halberstadt, Quedlinburg und Blankenburg. *A.* **1.** — 288.
— Nachträgliche Bemerkungen dazu. *A.* — **1.** 386.
— Ueber das Quadersandsteingebirge in Schlesien. *P.* — **1.** 390.
— Erläuterungen der geognostischen Karte von Regensburg. *A.* — **1.** 411.
— Labyrinthodonten aus der Lettenkohle von Neudietendorf. *P.* — **2.** 5.
— Ueber mitteltertiäre Reste von Miechowitz bei Beuthen. *P.* — **2.** 8.
— Ueber Arthrophyllum, nov. gen. *P.* — **2.** 10.
— Tertiärversteinerungen von Sylt. *P.* — **2.** 70.
— Ueber Richter's Entdeckung von Nereiten und Myrianiten bei Saalfeld. *P.* — **2.** 70.
— Ueber die pflanzenführenden Grauwacken Schlesiens. *P.* — **2.** 74.
— Bernstein bei Lemberg und Königsberg. *P.* — **2.** 75.
— Ueber die Beziehungen der Kreideformation bei Regensburg zum Quadergebirge. *A.* — **2.** 103.
— Ueber einige organische Reste der Lettenkohlenbildung in Thüringen, Ceratodus und Mastodonsaurus. *A.* — **2.** 153.
— Ueber Blattabdrücke und Braunkohlen im Mansfeldschen. *P.* — **2.** 170.
— Ueber Gerölle des Wealden bei Berlin. *P.* — **2.** 170.
— Ueber den Gyps bei Gernrode. *P.* — **2.** 174.
— *Sigillaria Sternbergi* aus Buntsandstein. *P.* — **2.** 175.
— Petrefacten aus oberschlesischem Muschelkalke. *P.* — **2.** 253.
— Ueber eine geologische Karte von Salzbrunn. *P.* — **2.** 266.
— Marine Tertiärbildungen im nordöstlichen Deutschland. *P.* — **2.** 286.
— Sphenkrystalle und Beryll aus Schlesien. *P.* **2.** — 290.
— Ueber Sandberger's Anordnung der paläozoischen Cephalopoden. *P.* — **3.** 115.
— Ueber Richter's Phycodes. *P.* — **3.** 116.
— Ueber Overweg's geognostische Sammlung von Tripolis. *P.* — **3.** 117.
— Ueber Tertiärbildung des nordöstlichen Deutschland. *P.* — **3.** 211.
— Neues Vorkommen des Magdeburger Sandes. *P.* — **3.** 216.
— Geognosie der Gegend südlich von Reinerz. *P.* — **3.** 376.
— Gerölle nördlich des Harzes. *P.* — **3.** 382.
— Bemerkungen zu einer geognostischen Karte des nördlichen Harzrandes von Langelsheim bis Blankenburg. *A.* — **3.** 567.
— Ueber die von Overweg zwischen Tripoli und Ghat gesammelten Gesteine und Versteinerungen. *P.* — **4.** 8 und *A.* — **4.** 143.
— Korallen und Schwämme im Muschelkalke ausserhalb der Alpen. *P.* — **4.** 216.
— Ablagerungen mit lebenden Conchylienarten in Holstein. *P.* — **4.** 498.
— Ueber den Zechstein am nördlichen Harzrande. *P.* — **4.** 505.
— Sternberger Kuchen bei Kunitz. *P.* — **5.** 7.
— Quader zwischen Goslar und Hildesheim. *P.* — **5.** 12.
— Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. *A.* — **5.** 273 und **6.** 408. 726. **8.** 21. 553.
— Jurageschiebe der Mark. *P.* — **5.** 618.
— Marines Tertiärlager bei Leipzig. *P.* — **6.** 5.
— Faxökalkgerölle. *P.* — **6.** 15.
— Schnecken im Kalktuff bei Canth. *P.* — **6.** 253.
— Ammoniten von Rüdersdorf. *P.* — **6.** 513.

Beyrich, E., Ueber die jurassischen Schichten von Schonen und Bornholm. *P.* — **28**. 424.
— Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Kissingen. *P.* — **28**. 628.
— Ueber Aufschlüsse des Lias im Bohrloch bei Cammin. *P.* — **28**. 647.
— Ueber *Coccosteus*-Reste aus dem Goniatitenkalk von Bicken. *P.* — **28**. 668.
— Ueber die sog. Wissenbacher Schiefer im Harz. *P.* — **28**. 668.
— Ueber Geschiebe von pyramidaler Gestalt. *P.* — **29**. 206.
— Ueber Zechstein und Devon im Bohrloch bei Purmallen. *P.* — **29**. 423.
— Ueber die Gliederung der Schichten zwischen dem grauen Kalk und dem rothen Ammonitenkalk im westlichen Süd-Tirol. *P.* — **29**. 635.
— Ueber jurassische Ammoniten von der Ostküste Afrikas. *P.* — **29**. 636.
— Ueber die geognostische Karte vom Kyffhäuser und dessen weiterer Umgebung. *P.* — **29**. 638.
— Ueber einen *Pterichthys* von Gerolstein. *A.* — **29**. 751.
— Ueber *Mastodon*-Arten von Fulda. *P.* — **29**. 858.
— Ueber Ammoniten (Planulaten) von Mombassa an der Ostküste von Afrika. *P.* — **30**. 219.
— Geologische Erläuterung der Gegend von Glitschdorf am Queiss. *P.* — **30**. 221.
— Ueber *Ammonites iphicerus* und das Wesen des Aptychus. *P.* — **30**. 370.
— Ueber die Tertiärbildungen von Belluno und Serravalle. *P.* — **30**. 532.
— Nekrolog auf Dr. L. meyn. *P.* — **30**. 682.
— Vorlage der von Herrn Dr. Beyer angefertigten Modelle zur Erläuterung seiner vulcanologischen Theorien. *P.* — **31**. 208.
— Die Entwicklung der Kreideformation in Ost-Aegypten. *P.* — **31**. 435.
— Die Jura-Formation in den Central-Apenninen. *P.* — **31**. 635.
— Ueber das Braunkohlenlager von Wienrode am Nordrand des Harzes. *P.* — **31**. 639.
— Vorlage eines Exemplares von *Encrinus Carnalli* von Meiningen. *P.* — **31**. 654.
— Ueber die Zurechnung der Wealden-Bildungen zur Kreideformation. *P.* — **32**. 663.
— Gedenkworte am Tage der Feier des hundertjährigen Geburtstages von Chr. S. Weiss. **32**. 23 (bes. Anhang).
— Ueber das Vorkommen von *Homalonotus* in den Wissenbacher Schiefern des Harzes. *P.* — **33**. 518.
— Genereller Bericht über den internationalen geologischen Congress in Bologna. *P.* — **33**. 699.
— Ueber das Vorkommen von Zinkblende im oberen Muschelkalk bei Thale. *P.* — **33**. 700.
— Dolomit im Wellenkalk bei Kissingen. *P.* — **34**. 673.
— Die allgemeine Versammlung in Meiningen. *P.* — **34**. 814.
— Die Versammlung französischer Geologen in Foix. *P.* — **34**. 814.
— Schwerspathkugeln im Gault von Vils. *P.* — **35**. 398.
— Krone von *Encrinus Carnalli* von Kösen. *P.* — **35**. 872.
— Gekritzte Geschiebe aus dem Mansfelder Rothliegenden. *P.* — **36**. 185.
— Erläuterungen zu den Goniatiten L. v. Buch's. Anhang: Bemerkungen zu *Goniatites ceratitoides* und *Gon. cucculatus*. *A.* — **36**. 203.

Credner, H., Geognostische Beschreibung des Bergwerksdistriktes von St. Andreasberg. *A.* — **17.** 163.
— Die Verbreitung des Gault in der Umgegend von Hannover. *A.* — **17.** 232.
— Geognostische Skizze der Umgegend von New-York. *A.* — **17.** 388.
— Geognostische Skizzen aus Virginien, Nordamerika. *A.* — **18.** 77.
— Geognostische Skizze der Goldfelder von Dahlonega, Georgia, Nordamerika. *A.* — **19.** 33.
— Die vorsilurischen Gebilde der Oberen Halbinsel von Michigan in Nordamerika. *A.* — **21.** 516.
— Die Kreide von New-Jersey. *A.* — **22.** 191.
— Programm zu einer dreitägigen Excursion durch Sachsen. *B.* — **26.** 199.
— Bericht über die dreitägige Excursion in Sachsen. *P.* — **26.** 945.
— Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. *A.* — **27.** 104.
— Ueber die südliche Küste des Diluvialmeeres in Sachsen. *P.* — **27.** 729.
— Die Küstenfacies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. *A.* — **28.** 133.
— Ueber die Gliederung des Rothliegenden im sächsischen Erzgebirge. *P.* — **29.** 202.
— Ueber den sächsischen rothen Gneiss. *P.* — **29.** 637.
— Der rothe Gneiss des sächsischen Erzgebirges, seine Verbandverhältnisse und genetischen Beziehungen zu der archäischen Schichtenreihe. *A.* — **29.** 757.
— Ueber die Conglomerate von Strehla in Sachsen. *B.* — **30.** 351.
— Ueber die Granitstöcke von Geyer im Erzgebirge. *P.* — **30.** 538.
— Das Oligocän des Leipziger Kreises mit besonderer Berücksichtigung des marinen Mittel-Oligocäns. *A.* — **30.** 615.
— Ueber Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig, und über geritzte, einheimische Geschiebe. *A.* — **31.** 21.
— Ueber Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms, an Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen. *A* — **32.** 75.
— Ueber Conglomerate aus der Glimmerschieferformation des Erzgebirges. *P.* — **32.** 204.
— Ueber Glacialerscheinungen in Sachsen nebst vergleichenden Vorbemerkungen über den Geschiebemergel. *A.* — **32.** 572.
— Ueber die Betheiligung einheimischen Materiales an der Zusammensetzung des Geschiebelehms. *P.* — **32.** 659.
— Die Stegocephalen (Labyrinthodonten) aus dem Rothliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden. I. u. II. Theil. *A.* — **33.** 298. 574.
— Die Stegocephalen aus dem Rothliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden. III. Theil. *A.* — **34.** 213.
— Ueber die Genesis der granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. *A.* — **34.** 500.
— Die Stegocephalen aus dem Rothliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden. IV. Theil. *A.* — **35.** 275.
— Ueber die Grenzen der Zechsteinformation. *P.* — **36.** 676.
— Ueber die Entwicklungsgeschichte der Branchiosauren. *P.* — **36.** 685.
— Die Stegocephalen aus dem Rothliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden. V. Theil. *A.* — **37.** 694.
— Das „marine Oligocän" von Markranstädt bei Leipzig. *A.* — **38.** 493.
— Ueber *Archegosaurus* von Offenbach. *P.* — **38.** 696.
— Die Stegocephalen aus dem Rothliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden. VI. Theil. *A.* — **38.** 576.

DATHE, E., Mikroskopische Untersuchungen über Diabase. *A.* — **26**. 1.
— Die Diallaggranulite der sächsischen Granulitformation. *A.* — **29**. 274.
— Ueber Geschiebelehm mit geschrammten Geschieben bei Saalburg und Wurzbach in Ostthüringen. *P.* — **33**. 710.
— Beiträge zur Kenntniss des Granulits. *A.* — **34**. 12.
— Variolite der Gabbrogruppe in Schlesien. *B.* — **34**. 432.
— Ueber *Phycodes circinnatum* aus dem Cambrium bei Lobenstein. *P.* — **34**. 452.
— Ueber die Gliederung der zweiglimmerigen Gneisse im Eulengebirge bei Glätzisch-Hausdorf. *P.* — **35**. 219.
— Prehnit von Neurode. *P.* — **35**. 393.
— Variolite von Hausdorf, Hohenfriedeberg und Bolkenhayn. *P.* — **35**. 870.
— Ueber J. LEHMANN'S Werk „Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc." *P.* — **36**. 188.
— Ueber ein Eruptivgestein (Diorit) vom Spitzberg, Böhmen. *P.* — **36**. 200.
— Ueber die Stellung der zweiglimmerigen Gneisse des Eulen-, Erlitz- und Mense-Gebirges in Schlesien. *P.* — **36**. 405.
— Ueber schlesische Culmpetrefacten. *B.* — **37**. 542.
— Ueber Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf (Schlesien). *P.* — **37**. 1034.
— Ueber Olivinfels von Habendorf bei Langenbielau in Schlesien. *P.* — **38**. 913.
— Ueber Quarz-Augitdiorit von Lampersdorf in Schlesien. *P.* — **39**. 231.
— Ueber neue Fundorte schlesischer Mineralien. *P.* — **39**. 232. 504.
— Die Discordanz zwischen Culm und Obercarbon bei Salzbrunn in Schlesien. *P.* — **42**. 174.
— Die Discordanz zwischen Culm und Waldenburger Schichten im Waldenburger Becken. *P.* — **43**. 277.
— Zur Frage der Discordanz zwischen Culm und Waldenburger Schichten im Waldenburger Becken. *B.* — **44**. 351.
— Ueber die Strahlsteinschiefer in der Gneissformation des Eulengebirges. *P.* — **44**. 378.
— Ueber Pflanzenreste mit Structur aus dem Culm von Conradsthal. *P.* — **44**. 380.
— Ueber das Vorkommen von Achat in den diluvialen Decksanden von Senftenberg. *P.* — **46**. 847.
— Ueber das nordische Diluvium in der Grafschaft Glatz. *P.* — **46**. 849.
DAUBRÉE, Bildung von Schwefelkupfer und Apophyllit in den Thermen von Plombières. *P.* — **9**. 550.
— Synthetische Versuche bezüglich der Meteoriten, Vergleiche und Schlussfolgerungen, zu welchen diese Versuche führen. *A.* — **22**. 415.
DAWSON, Ueber einige devonische Pflanzen. *B.* — **41**. 553.
DECHEN, v., Ueber Porphyr, Melaphyr und Mandelstein im saarbrücker Kohlengebirge. *P.* — **1**. 82.
— Verbreitung tertiärer Ablagerungen bei Düsseldorf. *P.* — **7**. 451.
— Ueber die geognostische Karte von Rheinland und Westfalen. *P.* — **9**. 547.
— Unterschiede zwischen Senkung des Bodens und Unterwaschung desselben. *P.* — **12**. 184.
— Vergleichende Uebersicht der vulcanischen Erscheinungen im Laacher-See-Gebiete und in der Eifel. *A.* — **17**. 69.

LÜDECKE, O., Der Glaukophan und die Glaukophan-führenden Gesteine der Insel Syra. *A.* — **28.** 248.
LUEDERS, Tertiärschichten bei Brambach. *P.* — **6.** 510.
LUNDGREN, B., Ueber die Heimath der ostpreussischen Senon-Geschiebe. *B.* — **36.** 654.
LUTTER, Fossilien von Rüdersdorf. *P.* — **18.** 7.
LYELL, Parallelisirung der englischen, französischen, belgischen und deutschen Tertiärbildungen. *B.* — **5.** 495.
— Fossile Menschenreste. *A.* — **11.** 394.
— Ueber die auf steilgeneigter Unterlage erstarrte Lava des Aetna und über die Erhebungskrater. *A.* — **11.** 149.
MAAS, G., Die untere Kreide des subhercynen Quadersandstein-Gebirges. *A.* — **47.** 227.
MAHR, Ueber *Sphenophyllum Thonii*, eine neue Art aus dem Steinkohlengebirge von Ilmenau. *A.* — **20.** 433.
MARCK, v. d., Chemische Untersuchung von Gesteinen der obern westfälischen Kreidebildung. *A.* — **8.** 132.
— Analyse eines Brunnenwassers. *B.* — **8.** 318.
— Ueber Versteinerungen der westfälischen Kreideformation. *P.* — **9.** 554.
— Ueber einige Wirbelthiere, Kruster und Cephalopoden der westfälischen Kreide. *A.* — **10.** 231.
— Kreide in Westfalen. *P.* — **18.** 190.
MARSH, Ueber *Helminthodes antiquus*. *P.* — **16.** 363.
— Ueber einen Pterodactylus von Eichstädt, alpinen Muschelkalk und *Solanocrinus costatus*. *P.* — **17.** 13.
— Ueber *Ischyracanthus Grubeanus* und die doppelte Lobenlinie von *Ceratites nodosus*. *P.* — **17.** 267.
MARSHALL, Ueber Hornschwämme. *P.* — **28.** 632.
MARSSON, Ueber Präparate von Foraminiferen und Ostracoden. *P.* — **41.** 583.
MARTENS, v., Ueber ausgestorbene, riesenhafte Vögel von den Maskarenen-Inseln, nach SCHLEGEL. *P.* — **10.** 364.
— Vergleicht Pinna und Trichites. *P.* — **11.** 140.
— Ueber fossile Muscheln aus Sibirien. *P.* — **16.** 179.
— Fossile Süsswasser-Conchylien aus Sibirien. *A.* — **16.** 345.
— Fossile Süsswasser-Conchylien aus Sibirien. II. *A.* — **26.** 741.
MARTIN, A., Die phonolithischen Gesteine des Laachersee-Gebiets u. d. Hohen Eifel. *A.* — **42.** 181.
MARTIN, K., Das Keilbein und der Zungenbeinapparat von *Archegosaurus Decheni*. *A.* — **25.** 357.
— Ein Beitrag zur Kenntniss fossiler Euganoiden. *A.* — **25.** 699.
— Notizen über Diamanten. *A.* — **30.** 521.
— Ueber die Tertiärfauna von Java. *P.* — **30.** 539.
— Phosphoritische Kalke von der westindischen Insel Bonaire. *A.* — **31.** 473.
— Ueber die Insel Urk in der Zuiderzee. *P.* — **40.** 597.
MARTIN u. WRIGHT, Petrefacten aus der rhätischen Stufe bei Hildesheim. *A.* — **26.** 816.
MARX, Beitrag zur Kenntniss centralamerikanischer Laven. *A.* — **20.** 509.
MASCHKE, H., Vorläufige Mittheilungen über Kieselsäurehydrat und die Bildung des Opals und Quarzes. *A.* — **7.** 438.
— *Clinoceras* n. g., ein silurischer Nautilide mit gelappten Scheidewänden. *A.* — **28.** 49.
MASKELYNE, N. ST., Ueber einen ungewöhnlich grossen Kalkspathkrystall aus Island. *B.* — **27.** 464.





II. Sach-Register.

A.

C.

D.

E.

F.

H.

I.

J.

L.

N.

O.

S.

T.

U.

V.

W.

X.

III. Orts-Register.

B.

C.

D.

E.

F.

G.

H.

I.

J.

K.

L.

O.

S.

U.

V.

Druck von August Klöppel in Eisleben.

LB My '06

Die Autoren sind allein verantwortlich für den Inhalt ihrer Abhandlungen.

Die Autoren von Aufsätzen, brieflichen Mittheilungen und Protokollnotizen erhalten 50 Separatabzüge gratis, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Die Beiträge sind pränumerando an die Bessersche Buchhandlung (W. Linkstrasse 33/34) einzureichen. Die Herren Mitglieder werden ersucht, diese Einzahlung durch **directe Uebersendung** an die **Bessersche Buchhandlung** zu bewirken.

Inhalt des II. Heftes.

Aufsätze.

Briefliche Mittheilungen.

Protokolle.

Die Autoren sind allein verantwortlich für den Inhalt ihrer Abhandlungen.

Die Autoren von Aufsätzen, brieflichen Mittheilungen und Protokollnotizen erhalten 50 Separatabzüge gratis, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

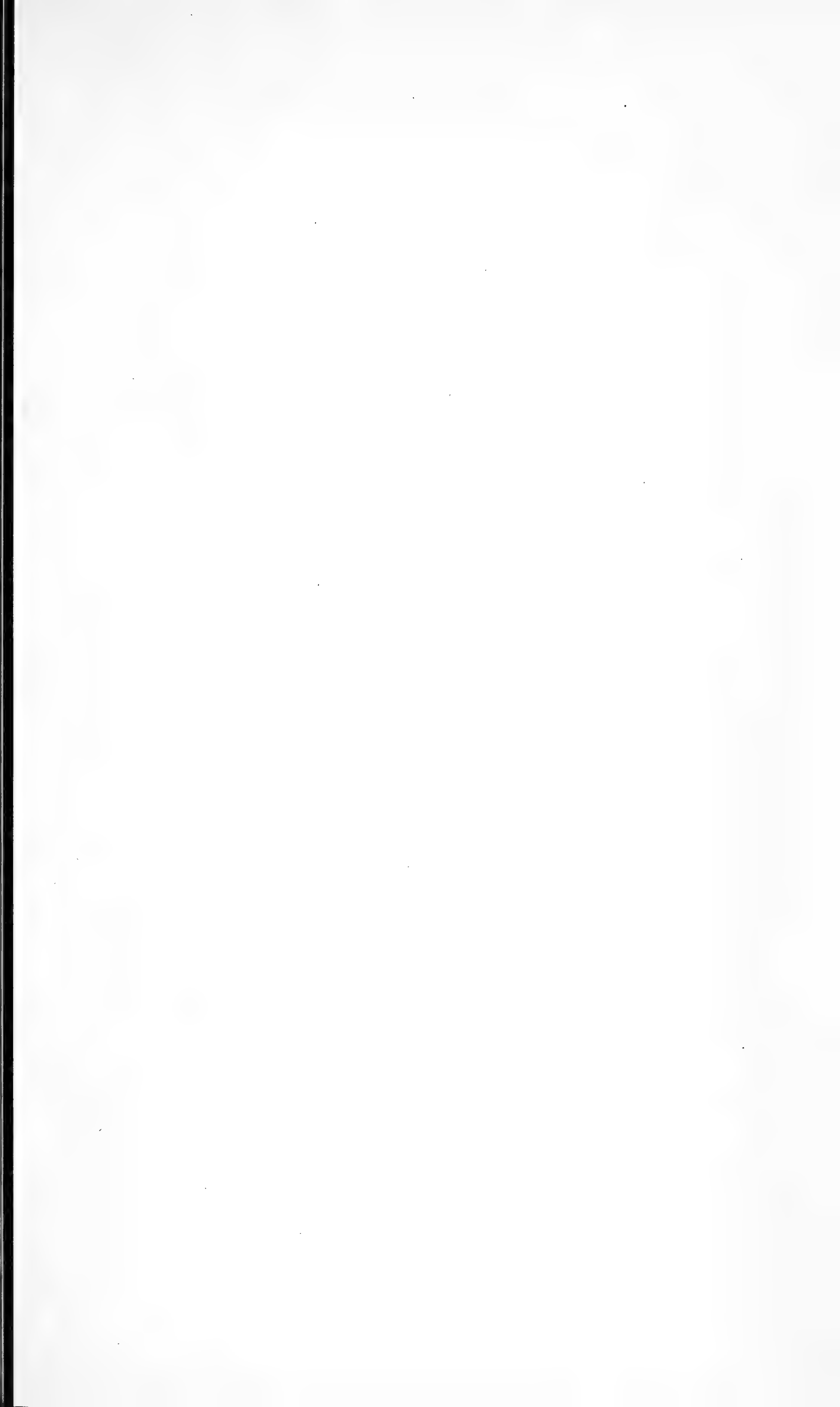
Die Beiträge sind pränumerando an die Bessersche Buchhandung (W. Linkstrasse 33/34) einzureichen. Die Herren Mitglieder werden ersucht, diese Einzahlung durch **directe Uebersendung** an die **Bessersche Buchhandlung** zu bewirken.

Inhalt des III. Heftes.

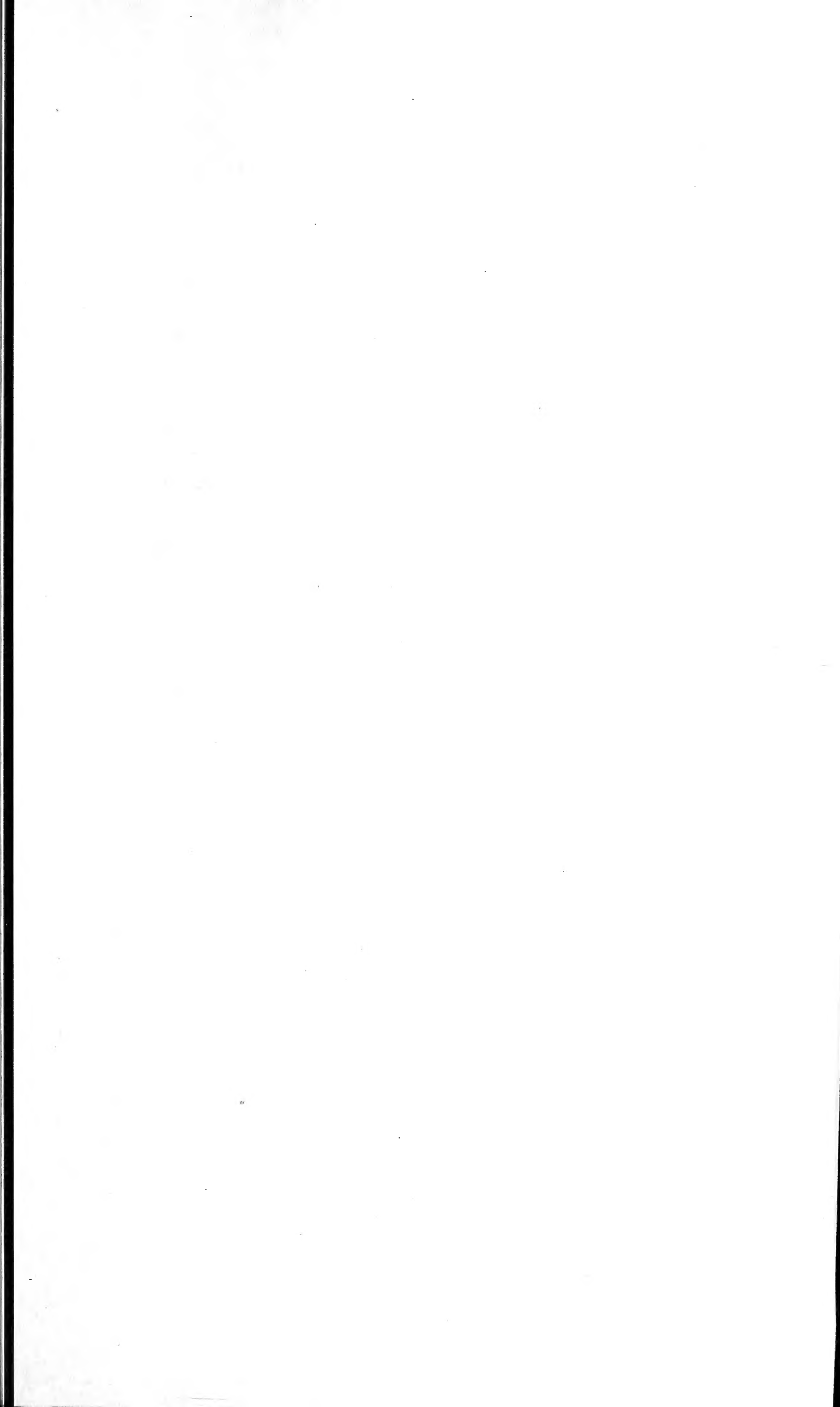
Aufsätze.

Briefliche Mittheilungen.

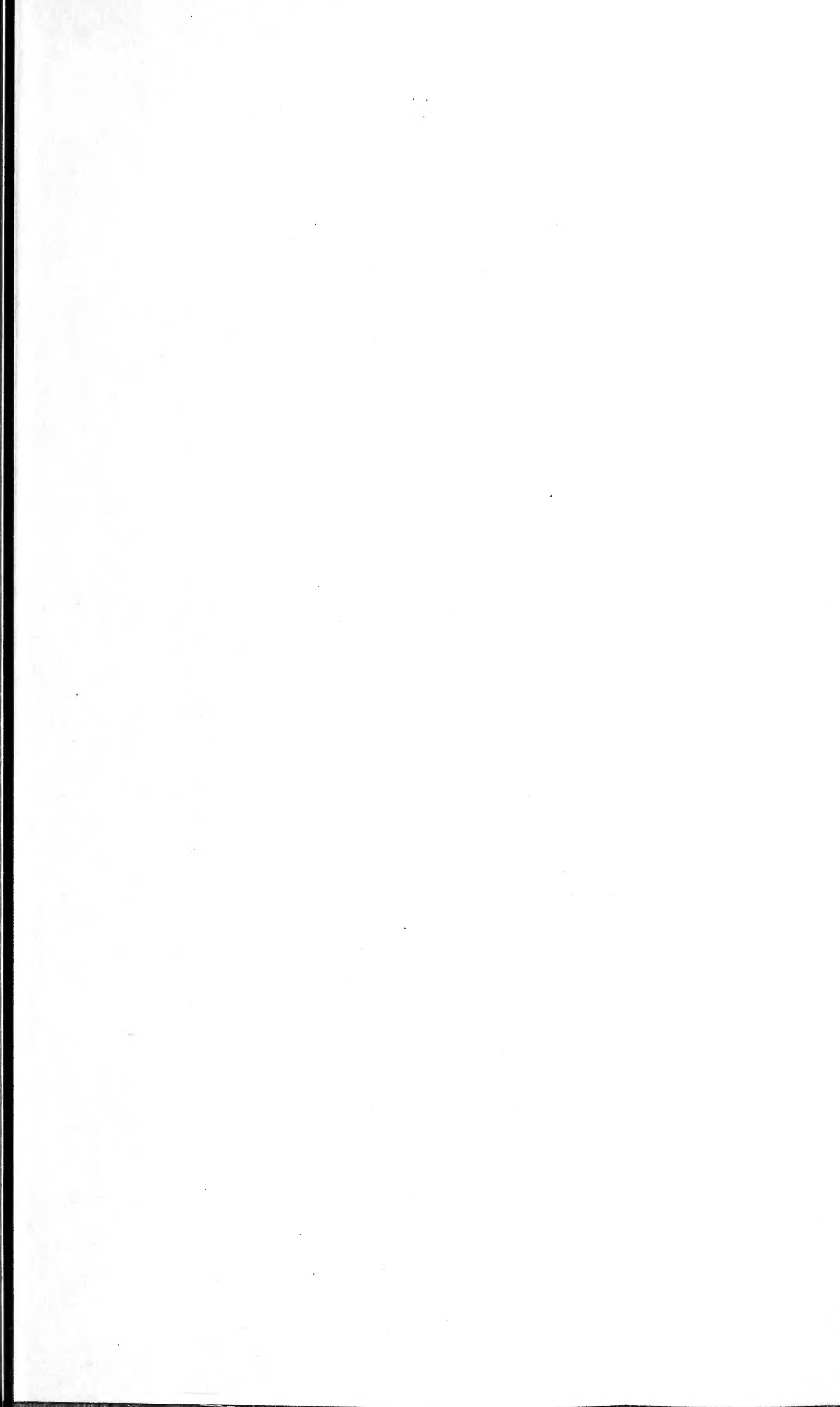
Protokolle.











SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01357 0981